Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranites I im Vorderen Bayerischen Wald

Inaugural-Dissertation

ZUR ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE
DER
HOHEN NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT
DER LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT
ZU MÜNCHEN

Vorgelegt von

GOTTHARD KRAUS

aus Lüben/Schlesien

Juni 1959

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Fischer

2. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. Maucher

Tag der mündlichen Prüfung: ~~9.~~10. Juli 1959.

19.

N. Jb. Miner., Abh.	97	3	357—434	Stuttgart, Januar 1962

Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranites I im Vorderen Bayerischen Wald

Von

Gotthard Kraus, München

Mit 24 Abbildungen, 1 Übersichtskarte und 14 Tabellen im Text und auf 5 Beilagen.

Vorwort

Die Untersuchungen zu dem gewählten Thema der vorliegenden Arbeit wurden am Institut für Gesteinskunde der Universität München ausgeführt. Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. G. Fischer, sei mein aufrichtiger Dank ausgesprochen für die rege Anteilnahme an dieser Arbeit und für die vielen fruchtbaren und anregenden Gespräche während meines gesamten Studiums an seinem Institut.

Inhaltsverzeichnis

Seite

I. Einleitung 358
1. Geologische Übersicht 358
2. Problemstellung 359
II. Der quantitative Mineralbestand 360
III. Der qualitative Mineralbestand 364
1. Erz und Titanit 364
2. Zirkon 365
3. Apatit 365
4. Biotit 366
5. Cordierit 367
6. Plagioklas 368
7. Kalifeldspat 375
8. Quarz 381
IIIa. Entmischung und metasomatische Gefügeänderung 382

Seite
IV. Gefüge und Kristallgrößen 383
1. Das Anlagerungsgefüge 383
2. Das statistische Korn-in-Korn-Gefüge 392
a) Häufigkeit und Einschlußdichte 393
b) Anlagerungsintensität 396
3. Die Wechselbeziehungen zwischen Wirt- und Einschlußmineralien am Beispiel des Wirtminerales Biotit 401
4. Die Kristallgrößen und deren Häufigkeit 405
a) Die Häufigkeitsverteilung der kleinsten Kristalldurchmesser 407
b) Das Längen-Breiten-Verhältnis und dessen Häufung . . . 413
V. Das Kontaktgefüge 415
1. Kristallgrößen und Kontaktabstand 415
2. Die kontaktnahe und kontaktferne Regelung der Kalifeldspat-Einsprenglinge 420
VI. Zusammenfassung 427
VII. Ergebnisse 429
1. Ergebnisse der Untersuchung 429
2. Ergebnisse zur Genese 430
VIII. Literaturverzeichnis 431

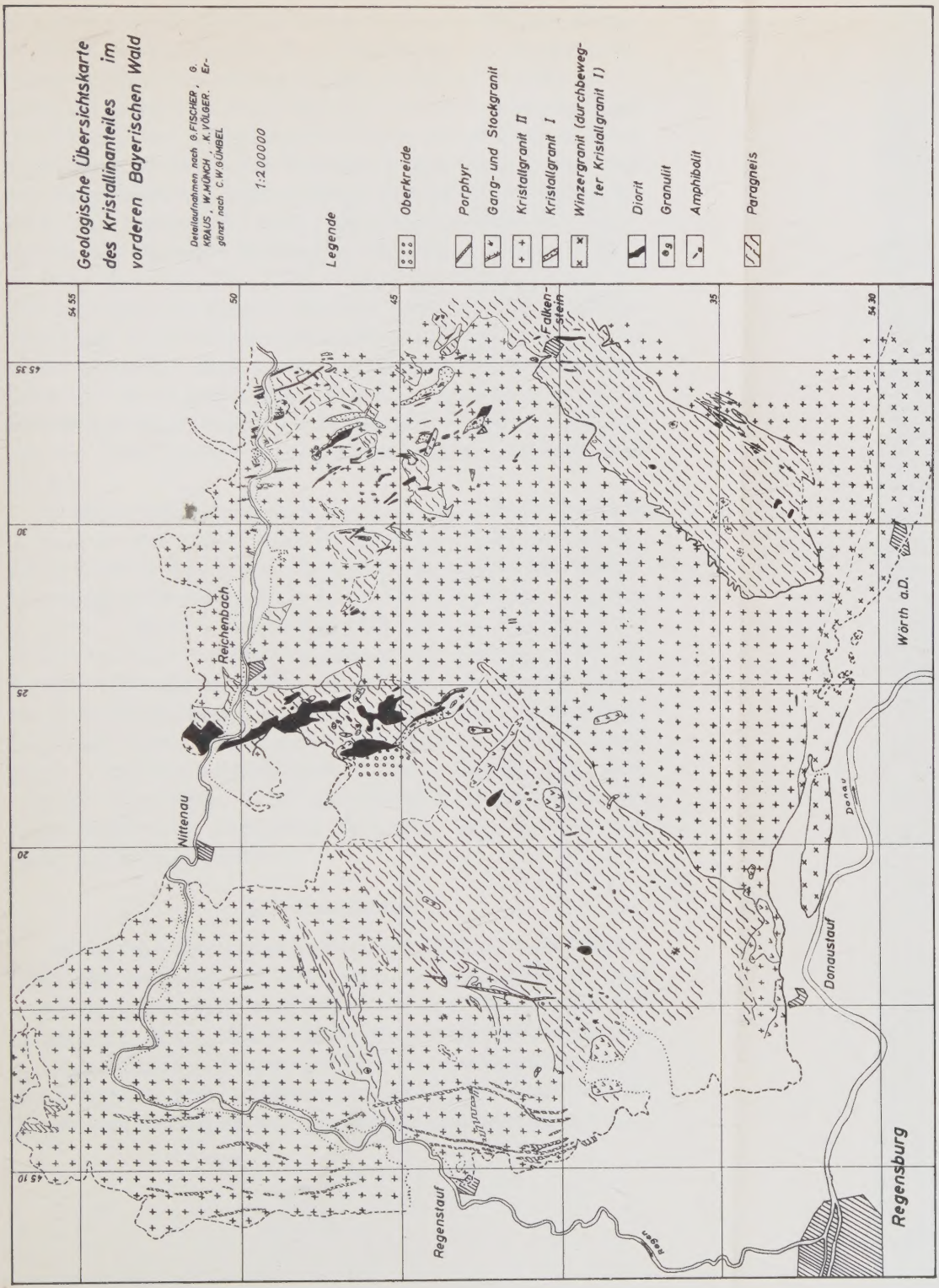
I. Einleitung

1. Geologische Übersicht

Obwohl das moldanubische Altkristallin des Vorderen Bayerischen Waldes sich morphologisch aus dem Rahmen seiner jüngeren Sedimente als eine Einheit heraushebt, ist doch der geologische Aufbau eine Folge verwickelter Bildungsvorgänge, welche zeitlich voneinander getrennt sich überlagern und beeinflussen.

Die ältesten Gesteine liegen als eine reichhaltige Serie präkambrischer Paragneise vor, welche unter katazonalen PTX-Bedingungen geprägt vorwiegend als Diatexitgneise ausgebildet sind (Geologische Übersichtskarte). In diese Diatexite schalten sich in langen Zügen metatektische Metablastite ein und in kleineren linsenartigen Einschaltungen finden sich kalksilikatische, pyroxen- (S. Matthes und K. Habenicht 1959), cordierit- und granat- (K. Völger 1957) führende Gneise und selten auch Paraamphibolite zwischengelagert.

Sicherlich waren diese Gneise einer mehrfachen Durchbewegung unterworfen gewesen. Jedoch löschte der letzte Formungsakt mit Nordost—Südwest streichender Faltenachse bis auf wenige relikti-


Geologische Übersichtskarte des Kristallinanteiles im vorderen Bayerischen Wald
Detailaufnahmen nach G. FISCHER, G. KRAUS, W. MÜNCH, K. VÖLGER. Ergänzt nach C. W. GÜMBEL
1:200000
Legende
Oberkreide
Porphyr
Gang- und Stockgranit
Kristallgranit II
Kristallgranit I
Winzergranit (durchbewegter Kristallgranit I)
Diorit
Granulit
Amphibolit
Paragneis
Nittenau
Reichenbach
Falkenstein
Regenstauf
Donaustauf
Donau
Wörth a.D.
Regensburg
Regen

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555221_0038

sche Spuren (Biotit-Plagioklas-Gneise, K. Völger 1957) alle Gefügemerkmale vorangegangener Bewegungsphasen aus. Entsprechend dem letztgeformten axialen Gefüge treten die Gneiskörper in mächtigen gestreckten Zügen auf. Der mächtigste (8 km) Gneiszug erstreckt sich von Reichenbach im Nordosten nach Donaustauf im Südwesten („Reichenbacher Gneiszug"). Südöstlich hiervon liegt der weniger mächtige „Falkensteiner Gneiszug" (Mächtigkeit 3 bis 4 km) und nordwestlich vom „Reichenbacher Gneiszug" findet sich ein noch kleinerer Gneiszug bei Regenstauf. Den Gneiszügen ist außer dem B-axialen Gefüge auch das s-Flächengefüge gemeinsam. Zieht man ferner in Betracht, daß die Gneiszüge im Südwesten mit umlaufender Grenze abschließen (besonders der Falkensteiner Gneiszug), dann scheint es durchaus, daß die einzelnen Gneiszüge einem gemeinsamen Faltenbau angehören. Da die s-Flächen fast ausschließlich nach Nordwesten einfallen, kann es sich nur um einen isoklinalen und südostvergenten Großfaltenbau handeln.

Zwischen diesen Gneiszügen liegt bis zu einer Mächtigkeit von $\pm$ 8 km der hier zu behandelnde Kristallgranit I. Er ist charakterisiert durch große ($\pm$ 3 cm //c) nach (010) tafelige Kalifeldspateinsprenglinge in einer mittelkörnigen Grundmasse aus Plagioklas $>$ Quarz $>$ Biotit $\sim$ Kalifeldspat (Abb. 23). Der Kristallgranit I wird in bis 100te m mächtigen Gängen vom Kristallgranit II (G. Fischer 1957) durchsetzt, welcher sich vom Kristallgranit I durch die feinerkörnige Matrix und die kleineren Kalifeldspateinsprenglinge unterscheidet. Zwischen dem Kristallgranit I und dem Kristallgranit II sind sehr wahrscheinlich die Diorite aufgedrungen, während die feinkörnigen Gang- und Stockgranite und ebenso die Granitporphyre bei Regenstauf als jüngste Intrusionen alle Gesteine durchschlagen haben.

2. Problemstellung

Obwohl die Kristallgranite im Oberpfälzer und Bayerischen Wald weit verbreitet sind, haben sich die Kristallinarbeiten nach Gümbels Zeiten (1868) vornehmlich auf den metamorphen Kristallinanteil bezogen. Granit und Magma war bereits zu einem feststehenden Begriff geworden, und der Granit schien keine besonderen Probleme mehr zu bieten. Erst als sich in jüngerer Zeit die Zweifel über die Granitgenese, ob magmatisch oder metasomatisch,

mehrten, geriet auch die Entstehung der Kristallgranite ins Wanken, zumal, da nach Drescher-Kaden (1948) auch die Kalifeldspateinsprenglinge der Kristallgranite als Porphyroblasten aufzufassen seien.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich ausschließlich mit der Genese des Kristallgranites I. Die Problematik der vorangegangenen Untersuchungen bestand in dem Auffinden genetisch klärender Indikatoren, welche durch die Mineralphasen selbst, durch dessen Einzelgefüge und deren Kristallgrößen und durch das statistisch zu erfassende Gesamtgefüge einer oder mehrerer Mineralphasen in dem Gestein gegeben sind. Besonderes Augenmerk wurde dabei dem Kontaktgefüge geschenkt, welches in dem Steinbruch Nord-West Unterlichtenwald vorzüglich aufgeschlossen ist. Aus der Zusammenschau der Einzelbeobachtungen und den ausgewerteten statistischen Meßreihen ergab sich schließlich ein Einblick in den genetischen Ablauf des Kristallgranites I.

II. Der quantitative Mineralbestand

Zur Bestimmung des modalen Mineralbestandes für die einzelnen Proben wurde jeweils ein größeres Handstück nach drei aufeinander senkrechten Flächen angeschnitten. Die Schnittlagen liegen dabei derart, daß sie in das vorgezeichnete Gefüge des Handstückes fallen. Die Kalifeldspäte, welche größer als 1 cm im längsten Durchmesser auf der Schnittfläche erscheinen, wurden mittels eines Planimeters ausgemessen. Die makroskopisch vermessene Fläche beträgt für jede Probe etwa 300 cm^2. Die Mineralanteile der Matrix wurden mikroskopisch aus drei in den Schnittflächen, also aufeinander senkrechten Dünnschliffen nach der Point-Counter-Methode bestimmt. Da die Kalifeldspäte auch andere Mineralarten (z. B. Biotit, Plagioklas, Quarz) eingeschlossen führen, wurden insgesamt 14 große Kalifeldspäte gesondert vermessen. Die mittleren Prozentwerte für die einzelnen Mineralarten gingen dann für jede Probe gleichartig in die Berechnung des modalen Mineralbestandes ein.

Der herrschende Gemengteil im Kristallgranit ist im Mittel mit 34,0 Vol.-% der Kalifeldspat, welcher zusammen mit Plagioklas (28,4 Vol.-%) und Quarz (26,9 Vol.-%) bereits 90 Vol.-% vom Gesteinsaufbau einnimmt. Biotit und chloritisierte Biotite treten mit 8,5 Vol.-% auf, während sich die Akzessorien Muskovit, Cordierit, Apatit, Zirkon, Titanit, Erz (Calcit infolge Zersetzung v. Plagioklas) auf die verbleibenden 2,8 Vol.-% verteilen (Tab. 1). Es handelt sich also offensichtlich um einen Alkalikalkgranit. Vom Normal-

granit (Niggli 1923) weicht der Kristallgranit durch seinen höheren Kalifeldspat- und seinen niederen Biotitanteil ab. Am ehesten entspricht er den Rapakiwi-Graniten, wobei abgesehen von den Orthoklas-Plagioklas-Ovoiden der Wiborgit (Tröger 1935) am nächsten kommt.

Tab. 1. Mittelwert des modalen Mineralbestandes in Vol.-%

Gestein / Mineralien[1]	Kristallgranit Mittelwerte	Normalgranit	Wiborgit
Kf	34,0	23	40
Pg	28,4	34	23
Qu	26,9	26	27
Bi	8,5	16	8
Mu	$0{,}6_5$		
Co	$0{,}6_4$		
Ap	$0{,}4_6$	1	2
Zr	$0{,}1_2$		
Ti	$0{,}0_6$		
Erz	$0{,}1_4$		
Ca	$0{,}0_6$		
Cl	$0{,}0_5$		
Summe	$99{,}9_8$	100	100

Die aus der chemischen Analyse berechneten Niggli-Werte (Tab. 2) zeigen übereinstimmend mit dem modalen Mineralbestand für den Typus des normalgranitischen Gesteins im Mittel zu hohes si, alk und al und zu geringes fm und c, während unter den Gesteinen der Kalireihe der Typus des rapakiwitischen Gesteins nahezu gleiche Niggli-Werte besitzt wie der Kristallgranit. Unterschiedlich sind nur die mg-Werte, und zwar ist mg im Kristallgranit um 0,14 größer als mg im rapakiwitischen Gestein. Möglicherweise füh-

[1] Die Abkürzungen für die einzelnen Mineralarten bedeuten: Kf = Kalifeldspat, Pg = Plagioklas, Qu = Quarz, Bi = Biotit, Mu = Muscovit, Co = Cordierit, Ap = Apatit, Zr = Zirkon, Ti = Titanit, Ca = Calcit (infolge Zersetzung v. Plagioklas), Cl = Chlorit.

ren beide Granite unterschiedlich Erz oder der Magnesiumanteil im Biotit liegt beim Kristallgranit höher als bei den Rapakiwigraniten.

Tab. 2. Die mittleren NIGGLI-Werte des Kristallgranits im Vergleich zu den NIGGLI-Werten des normalgranitischen und rapakiwitischen Gesteins.

Gestein / NIGGLI-Werte	Kristallgranit Mittelwerte	Typus des normalgranit. Gesteins	Typus des rapakiwit. Gesteins
si	366	270	380
al	42,3	35	40
fm	18,1	26	18
c	8,4	15	9
alk	31,2	24	33
k	$0{,}5_2$	$0{,}4_2$	$0{,}5_0$
mg	$0{,}4_1$	$0{,}3_3$	$0{,}2_7$

Im einzelnen zeigen die Integrationsanalysen nur geringe Abweichungen. Abgesehen von der Analyse 1 schwankt der makroskopisch vermessene Kalifeldspat (größter Durchmesser größer 1 cm) zwischen 28 und 32 Vol.-%, ist also doch erstaunlich homogen im Granitkörper verteilt (Tab. 3). In der Tabelle 4 sind die Gesamtwerte aus den mikroskopischen und makroskopischen Analysen zusammengetragen. Es zeigt sich sehr deutlich, daß bis auf die Analyse 1 keine bemerkenswerten Unterschiede bestehen. Abweichungen von 5 Vol.-% können wegen des grobkörnigen Gefüges durchaus noch im meßtechnischen Fehlerbereich liegen. Zum Vergleich wurden daher chemische Analysen durchgeführt (Tab. 5). Im allgemeinen zeigt sich auch hier eine gute Übereinstimmung der Oxyde für die verschiedenen Proben und ebenso schwanken die errechneten NIGGLI-Werte nur innerhalb kleiner Bereiche (Tab. 6).

Es ergibt sich also aus dem quantitativen Mineralbestand eine große Homogenität für die Masse der Kristallgranite, so daß das Massiv als ein zusammengehöriger geologischer Körper betrachtet werden kann. Diese Aussage läßt aber keinerlei Schlüsse über die Genese zu; denn die Problematik eines Gesteins liegt vornehmlich, wenn nicht gar ausschließlich in seinem Gefüge. Im folgenden sei daher das Augenmerk besonders auf das Gefüge des Kristall-

granits gerichtet, wobei erst das Gefüge und die mineralogische Charakteristik für jede einzelne Mineralphase behandelt sei und anschließend die Gefügebeziehungen der einzelnen Mineralphasen untereinander.

Tab. 3. Vol.-% der Kalifeldspäte > 10 mm Längendurchmesser.

Mineral \ Probe Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8
Kf	36	32	26	30	28	28	31	30

Tab. 4. Der modale Mineralbestand in Vol.-%

Mineral \ Probe Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8
Kf	42,1	36,2	34,3	36,3	31,3	31,6	34,0	35,2
Pg	20,6	23,1	29,9	28,5	29,8	29,6	29,7	28,1
Qu	26,8	32,8	25,0	24,3	29,0	29,6	21,1	25,2
Bi.	9,2	7,1	8,0	8,8	7,5	6,4	12,5	9,2
Mu	$0{,}3_8$	$0{,}2_8$	$0{,}5_6$	$0{,}9_6$	$0{,}8_2$	$0{,}5_5$	$1{,}0_0$	$0{,}9_7$
Co	$0{,}0_7$	$0{,}0_3$	$1{,}5_8$	$0{,}1_9$	$0{,}1_0$	$1{,}7_8$	$0{,}7_4$	$0{,}4_4$
Ap	$0{,}5_8$	$0{,}2_6$	$0{,}3_7$	$0{,}5_4$	$0{,}5_6$	$0{,}2_8$	$0{,}6_3$	$0{,}2_5$
Zr.	$0{,}1_3$	$0{,}1_7$	$0{,}1_7$	$0{,}1_8$	$0{,}3_0$	$0{,}0_5$	$0{,}1_3$	$0{,}1_5$
Ti	$0{,}0_8$					$0{,}0_4$	$0{,}0_3$	$0{,}0_4$
Erz	$0{,}0_4$	$0{,}0_7$	$0{,}1_5$	$0{,}1_4$	$0{,}2_9$	$0{,}1_0$	$0{,}1_6$	$0{,}1_7$
Ca	$0{,}0_5$	—	—	$0{,}0_7$	$0{,}3_2$	—	—	—
Summe	$100{,}0_1$	$100{,}0_1$	$100{,}0_3$	$99{,}9_8$	$99{,}9_9$	$100{,}0_0$	$99{,}9_9$	$99{,}9_9$

Ortslage der analysierten Kristallgranit-Proben:

1. Stbr. NW Unterlichtenwald, Abst. v. Kontakt 0,0—0,15 m
1a. „ „ 0,15 m
2. „ „ 0,30 m
3. „ „ 1,10 m
4. „ „ 2,40 m
5. „ „ 4,50 m
6. „ „ 7,00 m
7. Oberlichtenwald „ 350 m
8. NE Thiergarten „ 1200 m

Tab. 5. Chemische Gesamtanalysen in Gew.-% (analysiert von Dipl.-Chem. Pötzl).

Probe Nr.	1a	4	6	7	8
SiO_2	69,11	69,07	71,10	69,09	69,02
TiO_2	0,82	0,64	0,88	0,63	0,75
Al_2O_3	13,51	14,41	12,17	13,31	13,70
Fe_2O_3	1,83	2,66	2,30	3,28	2,50
FeO	2,73	2,18	2,06	2,45	2,52
MnO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05
MgO	0,93	0,90	0,89	0,48	1,98
CaO	1,66	1,46	1,41	1,36	1,50
Na_2O	2,86	2,95	2,82	3,09	2,90
K_2O	4,95	4,50	4,90	5,33	4,51
$H_2O^{+110°}$	0,85	0,87	0,70	0,53	0,52
$H_2O^{-110°}$	0,27	0,28	0,27	0,27	0,18
P_2O_5	0,33	0,31	0,32	0,26	0,23
S	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CO_2	—	—	—	—	—
Summe	99,89	100,28	99,87	100,13	100,37

Tab. 6. Niggli-Werte zu den chemischen Gesamtanalysen.

Niggli-Werte \ Probe Nr.	1a	4	6	7	8
al	40,3	43,6	39,9	44,0	43,8
fm	20,5	19,0	19,3	14,8	16,7
c	9,1	8,0	8,4	7,6	8,7
alk	30,1	29,4	32,4	33,6	30,8
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

III. Der qualitative Mineralbestand

1. Erz und Titanit

Erz und Titanit kommen in enger Verwachsung miteinander vor. Das Erz tritt häufig mit sechsseitigen idiomorphen Kristallgrenzen auf, womit es sich im Zusammenhang mit den Reflexionserscheinungen hauptsächlich um Ilmenit handeln dürfte. In dem

Erz findet sich der Titanit idiomorph in rhombenförmigen Querschnitten, so daß dem Titanit ein Bildungsstadium früher als Erz zugesprochen werden kann.

Außerdem führen die Ilmenite kleine (Durchmesser 0,02 mm) hexagonal ausgebildete, niederdoppelbrechende, farblose Kristalle, welche meist von einem Aggregat gelblich-grüner Phyllosilikate ersetzt zwar nicht näher bestimmbar sind, doch immerhin andeuten, daß neben Titanit auch andere Mineralien vor dem Titanit zur Ausscheidung gelangt sind.

2. Zirkon

Der Zirkon tritt überwiegend in idiomorphen Bipyramiden auf. Unter den Prismen ist vorherrschend (110). Selten tritt (100) in Kombination. Die Pyramiden sind meist stumpf ausgebildet nach (111), können aber auch durch weitere Flächenkombinationen einen spitzen Habitus annehmen.

Im parallelen Licht erscheint der Zirkon farblos, jedoch erwecken die größeren Kristalle einen blaßgrünlichen Eindruck, wobei E und O gleich stark absorbiert werden. Licht- und Doppelbrechung sind hoch. Gelegentlich zeigen die großen Kristalle einen deutlichen Zonarbau, welcher bis zu mehreren Schalen ausgebildet sein kann.

Einschlüsse in Zirkon finden sich vereinzelt oder in mehreren rundlichen Körnern, wovon besonders auffällig die kräftig violettblauen bis violettroten sind. Die Lichtbrechung bewegt sich nahe der des Zirkons oder ist niedriger, während die Doppelbrechung wahrscheinlich viel geringer sein dürfte. Der maximale Durchmesser der Einschlüsse beträgt 0,02 mm. Als wesentlich soll hier festgehalten werden, daß Mineralisationen vor dem Zirkon schon in einer beachtlichen Vielfalt stattgefunden haben. Als Einschluß findet er sich selbst besonders reichlich in Biotit und Apatit gegenüber den Einschlüssen im Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz.

3. Apatit

Die Tracht der Apatitkristalle ist kurz- bis langprismatisch nach $(10\bar{1}0)$ in Kombination mit der stumpfen Bipyramide nach $(10\bar{1}1)$ allein oder zusammen mit (0001). Die Prismenflächen sind insbesondere bei den kleinen Kristallen idiomorph ausgebildet, hin-

gegen zeigen die großen Apatite häufig eine rauhe Prismenoberfläche oder gar unsymmetrische Ausbuchtungen. Die Bipyramiden sind bei weitem nicht so gut entwickelt wie die Prismenflächen und lassen nur bei wenigen Kristallen die stumpfe Flächenkombination erkennen.

Im parallelen Licht ist der Apatit farblos, ist sehr schwach doppelbrechend und optisch anomal zweiachsig ($2\,V_x$ ca. 5°). Nach der relativ niederen Lichtbrechung zu schließen, handelt es sich um die fluorreichere Varietät. Im Biotit ist der Apatit stets von einem schwachen radioaktiven Hof umgeben.

Ein Zonarbau wird mitunter durch eingeschlossene Fremdkristalle deutlich. Die Fremdkristalle bestehen meist aus Zirkon und finden sich im Apatit derart angeordnet, daß bestimmte Wachstumsstadien der Prismenflächen und -kanten abgebildet werden. Neben diesen geregelten Einschlüssen finden sich die Zirkonkristalle auch ohne kristallographische Beziehungen vom Wirtkristall umwachsen. Der Apatit selbst wird um so weniger häufig von Wirtmineralien umschlossen, je größer deren zeitlicher Kristallisationsabstand von der Apatitausscheidung entfernt liegt.

Wenn auch im allgemeinen der Apatit von verdrängenden Mineralien unangegriffen übernommen wird, so wird er doch hie und da von diesen pseudomorphosiert oder ohne Abbildung der Kristallform verdrängt. Die verdrängenden Mineralien sind Plagioklas, Kalifeldspat oder Quarz.

4. Biotit

Der Biotit ist tafelig nach der Basis, wobei die Basisfläche selbst gut ausgebildet ist. Die Prismenflächen hingegen sind meist in vorspringenden Zacken entwickelt. Besonders die kleineren Biotitkristalle, welche sich als Einschluß im Plagioklas, Kalifeldspat oder Quarz befinden, zeigen auch bei der Prismenfläche ihre Eigengestalt, und in Schnitten parallel zur Basis ist der pseudohexagonale Umriß scharfkantig zu erkennen. Daß aber auch bei den großen Biotitscheitern in der Matrix ehemals eine pseudohexagonale Idiomorphie ausgeprägt war, beweisen die Zirkon- und Apatiteinschlüsse, welche sich im Inneren des Biotites klar und deutlich nach einer pseudohexagonalen Umgrenzungslinie anordnen.

Der Biotit ist nach seiner Lichtbrechung ein Lepidomelan. Sein Achsenwinkel beträgt $2\,V_x = 0—8°$. Der Pleochroismus wechselt

von X hellbräunlich-gelb nach $Y \sim Z$ dunkelrot-braun, wobei $X \ll Z \approx Y$ absorbieren. Aus der rotbraunen Farbe ist bereits nach Hall (1941) auf einen TiO_2-Gehalt zu schließen, was andererseits auch durch das gelegentliche Auftreten von Rutil in der bekannten Form des Sagenit-Gitters und ebenso durch die Ausscheidung von Titanit bei der Zersetzung des Biotites bestätigt wird. Die opaken Zersetzungsmineralien des Biotites (Hämatit) weisen auf einen hohen FeO- bzw. Fe_2O_3-Gehalt.

An echten Einschlüssen führt der Biotit: Titanit, Erz, Zirkon und Apatit. Erz und Titanit sind nur selten enthalten und zeigen nur manchmal eine Abhängigkeit zum Kristallbau des Biotits. Zirkon und Apatit hingegen stehen häufig in Beziehung zum Biotit-Gitter und zwar sind die Längsachsen der Zirkon- und Apatitkristalle entweder parallel c oder parallel zu den Schnittkanten der pseudohexagonalen Prismenfläche mit der Basisfläche orientiert. Aber auch eine flächige Regelung ist zu beobachten. Es liegen hierbei die c-Achsen der Apatite und Zirkone ohne lineare Beziehung in den pseudohexagonalen Prismen- oder in den Basisflächen. Ebenso kann c der eingeschlossenen Mineralien ohne kristallographische Richtungsabhängigkeit zum Wirtmineral orientiert sein.

Der Biotit wird besonders häufig von Plagioklas umschlossen im Gegensatz zu Kalifeldspat und Quarz. Der eingeschlossene Biotit ist wesentlich kleiner als der in der Matrix befindliche, hat aber dafür seine pseudohexagonale Tracht teilweise bewahren können. Als Einschlußmineral wird der Biotit von seinem Wirt nach kristallographischen Flächenpaaren angelagert.

Während der Biotit nicht in der Lage ist verdrängend zu wirken, wird er von Cordierit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz in weitem Umfang verdrängt. Daß es sich hierbei wirklich um die schrittweise Substituierung eines Minerals durch ein anderes handelt, zeigen die mit dem Hauptbiotit gleich orientierten Reliktbiotite im Zusammenhang mit der Übernahme von Zirkon und Apatit in das verdrängende Mineral an.

5. Cordierit

Im Kristallgranit findet sich der Cordierit pseudomorphosiert durch ein verfilztes Aggregat aus Serizit und Pinit. Optische Bestimmungen konnten daher nicht durchgeführt werden.

Der Habitus läßt sich aus den überwiegend geradlinigen Grenzflächen der Pseudomorphosen erkennen. Demnach ist der Cordierit kurzsäulig und wahrscheinlich nach den Flächen (100), (010), (001) und (111) ausgebildet gewesen. Drillinge konnten nicht mit Sicherheit beobachtet werden. Die maximale Größe erreicht der Cordierit in der Matrix des Kristallgranites mit 5 mm. Als Einschluß wächst er nur bis 0,8 mm.

Die eingeschlossenen Cordierite finden sich im Plagioklas und Kalifeldspat. Biotit schließt er selbst ein. Jedoch besitzen die Einschlußbiotite keine idiomorphe Umgrenzung wie in Plagioklas und Kalifeldspat, sondern zeigen zerlappte Umrisse. In der Kristallisationsfolge des Kristallgranites dürfte der Cordierit zwischen die Mineralisationsphase des Biotites und des Plagioklases zu stellen sein.

6. Plagioklas

Der Plagioklas bildet überwiegend dicktafelige Kristalle, wobei die Tafelflächen (010) und (0$\bar{1}$0) häufig idiomorph entwickelt sind. Weitere Flächen sind (001), (1$\bar{1}$0) und (10$\bar{1}$), die sich aber nicht so deutlich durchsetzen wie die (010)-Flächen.

Der Achsenwinkel $2\,V_x$ schwankt im Bereich zwischen 74 und 97°. Für $V_x = 82—97°$ läßt sich unter Berücksichtigung der niederen Lichtbrechung ein An-Gehalt von 8—44 Mol-% zuordnen, während für $2\,V_x < 82°$ kein entsprechender An-Gehalt für die Tieftemperaturform koordiniert werden kann.

Zur weiteren Bestimmung der An-Gehalte und zur Interpretation der abweichenden Optik wurde die von M. Reinhard (1931) behandelte Methode nach Fedoroff gewählt, welche sich aus der Indikatrixlage zu den Symmetrieelementen von Kristallgitter und Verzwillingung ergibt. Da bereits in schwach zersetzten Plagioklasen der Neigungswinkel flächiger Symmetrieelemente meßtechnische Fehler in sich birgt, wurde jede Flächenorientierung aus einem Mittel von mindestens 3 Neigungsmessungen gebildet. Ebenso wurde bei der Vermessung der Indikatrix darauf geachtet, daß der aus der 90°-Lage abweichende Winkel nicht 1° übersteigt. Somit dürfte die Genauigkeit der optischen Meßwerte um $\pm$ 2° liegen. Das gilt auch für die Genauigkeit des optischen Achsenwinkels, da durch die konstruktive Ermittlung von $2\,V_x$ der Meßfehler verdoppelt wird.

Trotz dieses technischen Fehlerbereiches ist die Abweichung der Meßwerte von den Federoffschen Vergleichskurven erheblich größer. Für die Polpunkte der Indikatrixachsen bzw. der Spaltbar

keitsflächen besteht durchaus nicht selten eine Winkeldifferenz von $\pm$ 6° im senkrechten Abstand von den Vergleichskurven. Der abzulesende An-Gehalt kann bei dieser großen Abweichung nur ein Näherungswert sein, der dann durch ergänzende Messungen möglichst eingeengt wurde. Für die Plagioklase, für die 2 V_x zwischen 74 und 97° schwankt, ergibt sich nach der Federoffschen Methode ein An-Gehalt zwischen 19 und 30 Mol-%. In der Abb. 1 sind die An-Werte auf die entsprechenden Achsenwinkel bezogen. Es zeigt sich, daß die Achsenwinkel der Kristallgranitplagioklase bis 8° über und bis 16° unter die für Tieftemperatur-Plagioklas gültige Kurve zu liegen kommen und daß in bezug auf die gegebenen Kurven anscheinend ein Zusammenhang zwischen den maximalen Abweichungen der Indikatrixachsen und den maximalen Abweichungen der Achsenwinkel besteht.

Reine Albit-Anorthit-Plagioklase sind nur sehr selten ausgebildet. Mehr als die Hälfte aller Plagioklase von 20—30 Mol-% An haben einen Or-Gehalt von 4—10 Mol-% eingebaut, während alle

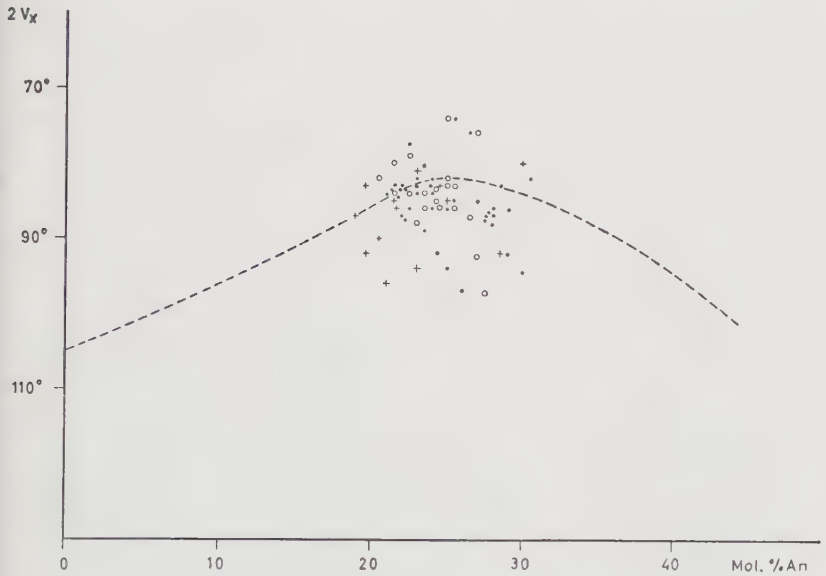


Abb. 1. Die Variationsbreite der optischen Achsenwinkel $2V_x$ von Plagioklas in Abhängigkeit von seinem Anorthit-Anteil. Punkte: An-Bestimmung nach (010). Kreise: An-Bestimmung nach dem Parallelen- und Komplex-Zwillingsgesetz. Kreuze: An-Bestimmung nach (001) und Periklin.

übrigen bis zu 30 Mol-% Or aufzunehmen fähig sind (Alling 1921). Auch wenn es richtig sein sollte, daß die Einlagerung von Orthoklasmolekülen in das Plagioklasgitter die Lage der Indikatrix nur wenig beeinflußt, wird doch diese über den Fehlerbereich hinausragende Abweichung der Optik auf einen gewissen Orthoklasanteil zurückzuführen sein.

Die Plagioklasinduviduen sind untereinander lebhaft verzwillingt (Tab. 7). 98% von der Gesamtzahl der vermessenen Plagioklase bilden polysynthetische Zwillinge nach dem Albitgesetz und nach dem Periklingesetz (8%). Mitunter sind Zwillinge zu beobachten, welche nur aus zwei Individuen bestehen, aber optisch ähnlich den Periklinzwillingen orientiert sind. Diese Zwillinge folgen möglicherweise dem Aklingesetz. 2% der mit dem U-Tisch vermessenen Plagioklase zeigen keine Zwillingslamellierung, stehen aber meist in zwei Individuen nach dem Achsen- oder Kantennormalen-Gesetz zueinander.

Tab. 7. Der prozentuale Anteil der verschiedenen Plagioklaszwillinge im Kristallgranit I.

Zw.-Ges.	Albit	Periklin (Aklin)	Karlsbader	Albit-Karlsb.	Albit-Ala (? Manebacher)	Ala	ohne
Häufigkeit %	90	8	14	14	11	3	4

Unter den nichtpolysynthetischen Zwillingen erreichen die Karlsbader- und Albit-Karlsbader-Zwillinge mit je 14% den größten Anteil. Weniger häufig treten Zwillinge nach dem Albit-Ala- (11%) und Ala-Gesetz (3%) auf. (Unter den Zwillingen nach dem Albit-Ala-Gesetz könnten auch Manebacher-Zwillinge eingeschlossen sein. Eine Unterscheidung der beiden Zwillingsgesetze läßt sich jedoch auf optischem Wege nicht durchführen.) Diese aus zwei Individuen bestehenden Zwillinge sind meist wiederum jedes für sich nach dem Albit- und Periklingesetz polysynthetisch verzwillingt. Gelegentlich treten Plagiklase auf, die nach mehreren verschiedenen Gesetzen verzwillingt (oder verwachsen) sind, von denen z. B. zwei das Albit-Ala-Gesetz erfüllen, ein drittes hierzu in der Albit-Karlsbader-Stellung steht. Die Individuen für sich

sind dabei wiederum nach (010) polysynthetisch verzwillingt, so daß also insgesamt drei oder mehr Zwillingsgesetze an einem Plagioklas auftreten können.

Schon aus der Vergesellschaftung der Zwillinge nach den verschiedensten Gesetzen kann mit Gorai (1951), Köhler und Raaz (1945) und Turner (1951) auf eine magmatische Bildung der Plagioklase geschlossen werden. Schiefer und Gneise führen im Plagioklase nur polysynthetische Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz (Gorai: A-twin), während die vulkanischen und plutonischen Plagioklase außerdem Zwillinge nach dem Karlsbader-, Albit-Karlsbader-, Albit-Ala-, Manebacher-Gesetz usw. bilden (Gorai: C-twin).

Für die polysynthetischen Zwillinge, welche sicher erst später durch Spannungen im Kristallgebäude entstanden sind, ergab die An-Bestimmung für zwei in Zwillingstellung befindliche Individuen nur Schwankungen innerhalb des Fehlerbereiches. Hingegen sind die nichtpolysynthetischen Zwillingsindividuen manchmal durch merkbar abweichende An-Gehalte gekennzeichnet. In der Tabelle 8 sind einige Werte zusammengetragen. Auch unter Berücksichtigung des wahrscheinlichen Fehlers lassen sich Unterschiede im An-Gehalt von 5% und mehr in den entsprechenden Zwillingsindividuen wohl nur durch unterschiedliche PTX-Bedingungen während der Kristallisation der einzelnen Zwillingsindividuen deuten. Eine Erklärung dieses unterschiedlichen An-Gehaltes durch sekundären Ca-Entzug aus einem Individuum gegenüber dem anderen ist physikalisch-chemisch nicht möglich. Daß beide Zwillingsindividuen vom Kristallkeim aus gleichzeitig in Zwillingsstellung, aber jeweils mit verschiedenem An-Gehalt gewachsen sind, ist ebenso unvorstellbar wie die Bildungsmöglichkeit, daß auf einer Kristallfläche eines bereits kristallisierten Plagioklases durch Keimbildung ein neuer Plagioklaskristall in Zwillingsstellung zu wachsen beginnt; dann würde auch das erste Individuum weiter wachsen und zwar unter Anlage eines deutlichen Zonarbaues. Das konnte jedoch nicht beobachtet werden. Wenn aber andererseits die PTX-Bedingungen den unterschiedlichen An-Gehalt zweier Zwillingsindividuen verursachen, dann besteht nur die eine Bildungsmöglichkeit, daß die einzelnen Zwillingsindividuen selbständig aus der Schmelze kristallisierten und erst später miteinander orientiert verwuchsen.

Tab. 8. Der Anorthit-Gehalt in den Einzelindividuen a und b verzwillingter Plagioklase.

Zw.-Ges. / Ind. Nr.	Parallelen-Zwillinge						Komplex-Zwillinge			
	Karlsbader	a—b	?Aklin	a—b	Ala	a—b	Albit-Ala	a—b	Albit-Karlsbader	a—b
a	22—24	0,5	23—24	1	24—26	1	23—25	0	24—26	0
b	22—23		22—23		23—25		23—25		24—26	
a	24—26	1,5	26—27	3,5	25—27	3,5	26—28	3	23—24	0,5
b	23—24		22—24		21—24		23—25		22—24	
a	23—24	3					27—29	4,5	26—27	3,5
b	20—21						23—24		22—24	
a	26—28	5,5							23—25	4
b	20—23								19—21	

Auch die optische Beschaffenheit und der Habitus eines einfachen Zwillings mit unterschiedlichem An-Gehalt der beiden Individuen deuten auf die Anlagerung zweier selbständiger Kristalle. Die Polpunkte der Indikatrices eines einfachen Zwillings liegen nicht symmetrisch zur Symmetrieebene des entsprechenden Zwillingsgesetzes, sondern weichen auch unter Berücksichtigung des unterschiedlichen An-Gehaltes um mehrere Grad von der geometrisch geforderten Lage ab. Gelegentlich sind sie sogar derart stark von den bekannten Zwillingsgesetzen entfernt, daß diesen Lagen zweier Indikatrices keinem Zwillingsgesetz auch nur angenähert entspricht. Diese Abweichungen von der kristallgeometrischen Lage erklären sich leicht durch eine nicht zwillingsgerechte Anlagerung.

Mitunter finden sich Zwillinge so ausgebildet, daß ein Individuum das andere zu umwachsen scheint (Abb. 2), und im Extremfalle sind vollkommen eingeschlossene Plagioklase gegenüber dem Wirtplagioklas in einer Art Zwillingsstellung orientiert (Abb. 3). Diese Beobachtungen lassen sich nicht durch unterschiedliches Wachstum von einem gemeinsamen Kristallkeim aus erklären; denn warum sollte das eine Individuum schneller kristallisieren als das andere, wo doch beide den gleichen PTX-Zuständen unterworfen sind. Auch die Mittelpunkte der Verwachsungsflächen zweier in Zwillingsstellung befindlicher Individuen treffen nicht immer aufeinander. Mitunter sind sie erheblich gegeneinander verschoben

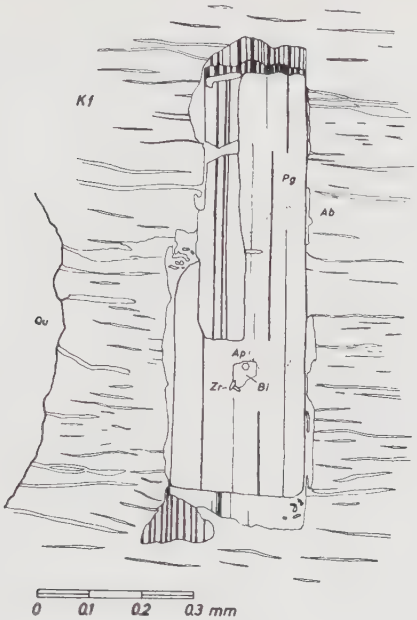


Abb. 2. Plagioklas orientiert in perthitisiertem Kalifeldspat. Das kleinere Plagioklas-Individuum, welches gegenüber dem größeren nach dem Albit-Karlsbader-Gesetz orientiert ist, wurde vom größeren halb umwachsen. Die Mittelpunkte der Verwachsungsflächen beider Individuen treffen nicht aufeinander. Im größeren Individuum ist ein vorangegangenes Wachstumsstadium durch eingestreute Mikrolithen abgebildet worden.

Albitsäume mit Myrmekit II umgeben den Plagioklas. Die Perthitlamellen scheinen direkt in den Albitsaum überzugehen (links oben). Die Grenzlinie des Kalifeldspates ist im Gegensatz zum Plagioklas vollkommen xenomorph ausgebildet. Fundort: Oberlichtenwald.

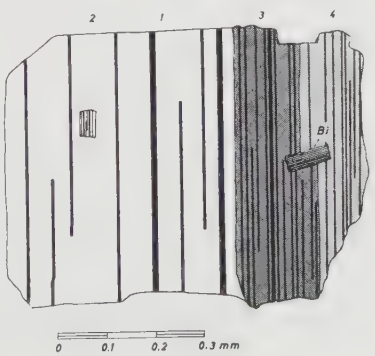


Abb. 3. Mehrfach verzwillingter Plagioklaskristall. Die Individuen 1+2 und 1+3 sind nach dem Albit-Ala-Gesetz, die Individuen 3+4 nach dem Albit-Karlsbader-Gesetz verzwillingt. Außerdem polysynthetische Verzwillingung nach dem Albit-Gesetz. Individuum 2 wird von Individuum 1 vollkommen eingeschlossen. Probe Oberlichtenwald.

(Abb. 2). Daß aber dieser Plagioklaskristall durch ungleiches Wachstum der einzelnen Zwillingsindividuen entstanden sein könnte, wird durch das vorangegangene, von Mikrolithen abgebildete Wachstumsstadium ausgeschlossen, welches im größeren Individuum (vgl. Abb. 2) gleichen Abstand zu den Basis-Endflächen besitzt. Aus diesen Beobachtungen kann der Schluß gezogen werden, daß hier in der Tat bereits zu einer gewissen Größe angewachsene Plagioklaskristalle sich aneinandergelagert haben und schließlich orientiert miteinander verwachsen sind. Dabei konnte der größere Kristall den kleineren umwachsen und von weiterer Ernährung abschneiden.

Aus den bisher dargelegten Beobachtungen darf natürlich nicht der Schluß gezogen werden, daß alle einfachen Plagioklas-Zwillinge durch orientierte Anlagerung zweier ursprünglich selbständiger Individuen entstanden sind. Der überwiegende Teil der einfachen Zwillinge besitzt gleichen An-Gehalt in beiden Individuen, und die Zwillingshälften sind gleichgroß entwickelt. D. h., die einfachen Zwillinge können auch durch gleichzeitiges Wachsen der beiden Individuen aus einem gemeinsamen Kristallkeim heraus gebildet worden sein.

A. Köhler und Raaz (1945) beobachteten in ihren Untersuchungen über Plagioklasverzwillingung weiterhin, daß ein vorhandener Zonarbau wechselnder Auslöschungsschiefe nicht immer gleichmäßig in beiden Individuen den Keimpunkt umgibt und daß mitunter der scharfgezeichnete Zonarbau an der Zwillingsgrenze absetzt. Sie folgern daraus ebenfalls, daß solche Plagioklase durch orientiertes Zusammenwachsen zweier selbständig kristallisierter Individuen entstanden sind.

Der durch wechselnde Auslöschungsschiefe wahrnehmbare Zonarbau im Plagioklas beschränkt sich meist auf wenige Schalen und überwiegend auf den äußeren Rand der Kristalle. Die Schalen sind verschieden mächtig und die mehr oder weniger deutlich sichtbaren Kristallkanten gleichen nicht einander. Auch der Bau einer Schale kann sich von den anderen durch Eindellungen unterscheiden. Der An-Gehalt nimmt gegen die Randschalen ab. Im Kristallgranit finden sich die zonargebauten Plagioklase nur in geringer Anzahl.

Zirkon, Apatit, Biotit, Cordierit und Hochquarz, also Mineralien, welche bereits vor dem Plagioklas ausgeschieden wurden,

finden sich im Plagioklas teilweise mit und teilweise ohne Orientierung eingeschlossen. Der Biotit lagert sich meist mit (001) an (010) des Plagioklases. Zirkon und Apatit stellen häufig ihre Längsachse parallel c des Plagioklases. Gelegentlich werden auch die übrigen Kristallflächen durch die orientierte Anlagerung abgebildet. Der Plagioklas wird selbst eingeschlossen und zwar ebenfalls mit beiderseitiger Orientierung der Gitter vom Kalifeldspat (Abb. 5). Gelegentlich findet sich der Plagioklas auch im Quarz.

7. Kalifeldspat

Der Habitus der großen Kalifeldspateinsprenglinge ist tafelig nach (010). Die Flächen (110) und ($1\bar{1}0$) strecken sich nach der c-Achse, deren Länge von den Flächen (001) und ($\bar{2}01$) bestimmt wird. Weitere Flächen konnten nicht beobachtet werden und sind auch wahrscheinlich nicht entwickelt. Das durchschnittliche Größenverhältnis parallel der Achsen ist a: b: c = 2,5 : 1 : 4,4. Daneben tritt ein jüngerer, metasomatischer Kalifeldspat auf, der durch seine amöboide Form von dem magmatisch ausgeschiedenen deutlich zu unterscheiden ist.

Wie schon aus dem Habitus der Kalifeldspatkristalle ableitbar, können seine Zwillinge nur nach dem Karlsbader Gesetz gebildet worden sein. Die Spur der Verwachsungsfläche ist selten gerade ausgebildet und dann nur über eine kurze Distanz. Aus der Ortslage der geraden Spur im Kalifeldspat kann auf die bei Kristallisationsbeginn auftretende, nahezu ebenflächig parallel (010) verlaufende Zwillingsgrenze geschlossen werden (Tertsch 1936). Meist verläuft die Verwachsungsspur mit unruhiger Sutur und in konkav-konvexen Ausbuchtungen, was auf ein Übergreifen der ($20\bar{1}$)-Fläche über die (001)-Fläche des benachbarten Individuums zurückzuführen ist (Tertsch 1936, Köhler und Raaz 1945). Damit ist aber gleichzeitig ausgesagt, daß diese Zwillinge ebenfalls aus einer schmelzflüssigen Phase auskristallisierten.

Die Kalifeldspäte sind optisch in kleine Felder aufgeteilt, in denen teilweise eine schwache Mikroklingitterung erkennbar ist. Damit ist aber noch nicht ausgesagt, daß die unvergitterten Felder submikroskopisch verzwillingte Mikrokline darstellen. Für die nähere Untersuchung wurden zwei Individuen von Kalifeldspat-Einsprenglingen optisch möglichst genau vermessen. Die Indikatrixlage in den einzelnen Feldern eines Individuums wechselte

dabei derart, daß die Y-Achse die geringsten und die Z-Achse die größten Abweichungen ergab. Ein Vergleich der optischen Orientierung von reinem Orthoklas und reinem Mikroklin in bezug auf ein festes Kristallgebäude zeigt ebenfalls unterschiedliche Winkelabstände der Achsen X, Y und Z, und zwar $Y_{Or} \wedge X_{Mi} = 14^0$, $Y_{Or} \wedge Y_{Mi} = 10^0$ und $Z_{Or} \wedge Z_{Mi} = 18^0$. Das Verhältnis der Winkelabweichungen beträgt $X_{Or \wedge Mi} : Y_{Or \vee Mi} : Z_{Or \wedge Mi} = 1{,}4 : 1 : : 1{,}8$. Im gefelderten Kalifeldspat des Kristallgranites ergab die maximale abweichende Achsenlage A der verstellten Indikatrices für das Individuum I : $A'_X = 11^0$, $A'_Y = 9^0$, $A'_Z = 13^0$ und für das Individuum II: $A''_X = 11^0$, $A''_Y = 8^0$, $A''_Z = 15^0$. Daraus berechnen sich die Verhältnisse: $A'_X : A'_Y : A'_Z = 1{,}2 : 1 : 1{,}4$ und $A''_X : A''_Y : A''_Z = 1{,}4 : 1 : 1{,}9$. Die maximal abweichenden Indikatrixlagen für die gefelderten Kalifeldspäte (insbesondere Individuum II) ergeben also ähnliche Winkelverhältnisse wie für den reinen Orthoklas zum reinen Mikroklin.

Daraus ist bereits ersichtlich, daß ein gewisser Zusammenhang zwischen Orthoklas- und Mikroklinoptik im gefelderten Kalifeldspateinsprengling besteht und daß diese Felderung nicht allein der Effekt der Druckbeanspruchung sein kann. Die Druckbeanspruchung war nur in geringem Ausmaß wirksam, denn die Lageänderung der Spaltbarkeitsflächen in einem Kalifeldspat-Individuum erreicht höchstens 5°. Bei der Bezugnahme der Indikatrix auf den Kristallbau wurde diese Fehlerquelle dadurch vermieden, indem nur von einem optisch gleich orientierten Feld die Spaltbarkeit und die Indikatrix aufeinander bezogen wurden. In dem Individuum I waren die Flächen (001), (100) und ($\bar{1}\bar{5}$.0.2) meßbar (vgl. auch Abb. 4). Das gestreckte Feld dieser Polpunkte beginnt nach dem Vergleichsdiagramm von v. d. Kaaden und Tröger (1952) nahe beim Orthoklas/Na-Orthoklas und endigt zwischen 6 und 10° vor dem Mikroklinpolpunkt. Im Individuum II konnten die Flächen (001) und (0$\bar{1}$0) auf das Vergleichsdiagramm bezogen werden. Die Polpunkte erstrecken sich hierbei vom Or/NaOr angefangen sogar bis nur 5—6° vor den Mikroklin-Fixpunkt.

Beide gefelderte Kalifeldspatindividuen zeigen also einen kontinuierlichen Übergang von der Or/NaOr-Optik zu der des Mikroklins verteilt auf die verschiedenen Felder. Einen weiteren Einblick in die Optik des Kalifeldspates gewährt das Verhalten seines Achsenwinkels, welcher im Individuum II von 60 auf 73° ansteigt.

Dabei ist merkbar eine Abhängigkeit der 2 V_X-Werte von der Indikatrixlage. Die Optik, welche der von Or/NaOr nahesteht, zeigt die kleineren Achsenwinkel. Mit der Annäherung an die Mikroklinoptik wächst 2 V_X. Aus der Erfahrungstatsache, daß fallende Bildungstemperaturen größere Achsenwinkel bewirken und umgekehrt, kann der Schluß gezogen werden, daß die gefelderten Kalifeldspäte ursprünglich mit Or/NaOr-Gitter vorgelegen haben und erst sekundär in kontinuierlicher Folge nach Mikroklin umgewandelt wurden. Das entspricht in etwa den „triklinisierten Orthoklasen" Paraskevopoulus (1953) bzw. dem „flauen Mikroklin" von F. Becke (1913).

Abb. 4. Die Lage flächiger Symmetrieelemente bei optisch festen Vektoren in gefelderten Kalifeldspäten (Punkte). Kreise = Werte nach v. d. Kaaden aus Tröger (1952). Wulff'sches Netz.

Im Diagramm der Abb. 4 sind bei fixen optischen Vektoren die wandernden Flächenpolpunkte für verschiedene Kalifeldspateinsprenglinge (schwache Punkte) eingetragen. Es ergibt sich, daß einerseits die Mikroklinoptik voll ausgebildet sein kann (vgl. die wandernden Polpunkte für ($\bar{1}\bar{5}$.0.2)), andererseits die optische Orientierung eine große Tendenz nach Or/NaOr aufzeigt. Aus dem Vergleich der detaillierten Messungen an Einzelindividuen kann somit gefolgert werden, daß die einzelnen Kalifeldspäte nicht gleichstark nach Mikroklin umgewandelt sind. Das bestätigt sich auch in der Mikroklingitterung, welche nicht in allen Kalifeldspäten wahrnehmbar ist. Analog zu der variablen optischen Orientierung verhält sich die Größe der optischen Achsenwinkel. Für 2 V_X wurde in verschiedenen Kalifeldspäten eine Variationsbreite von 54—82° gemessen.

Es erhebt sich nun die Frage: War der Kalifeldspateinsprengling ursprünglich ein Orthoklas oder hatte er soviel Albitkomponente aufgenommen, daß er bereits als Na-Orthoklas anzusprechen wäre? Alle porphyrischen Kalifeldspäte sind mehr oder weniger stark unter Bildung aderförmiger bis spindelförmiger Perthite entmischt. Ein gewisser Ab-Anteil war also sicher im Kalifeldspat enthalten. Aus dem Diagramm (Abb. 4) geht deutlich eine stärkere Tendenz der optischen Orientierung nach der des Na-Orthoklases als nach der des Orthoklases hervor. Nur bei den Flächenpolen nach (001) und ($\bar{1}\bar{5}$.0.2) wird eine Orientierung nach Orthoklas angezeigt, während die Polpunkte auf (100) eine klare NaOr-Optik erkennen lassen. (0$\bar{1}$0) besitzt für Orthoklas und Na-Orthoklas die gleiche Lage, ist also unbrauchbar zur näheren Bestimmung des Kalifeldspates. Nach allem dürfte im wesentlichen der Kalifeldspateinsprengling als Na-Orthoklas kristallisiert sein, wobei allerdings ein Übergang nach dem Orthoklasgitter nicht ausgeschlossen sein soll. Dieser Übergang bzw. die Mischreihe Na-Orthoklas gegen Orthoklas ist nach Bowen und Tuttle (1950) durchaus zu erwarten, wenn die Abkühlungsgeschwindigkeit der Schmelze größer war, als die zur Endkristallisation der Kalifeldspäte benötigte Zeitspanne erfordert hätte.

Die Kalifeldspäte mit amöboiden Formen, welche offensichtlich als metasomatische Bildungen anzusprechen sind, zeigen mitunter optische Daten entsprechend dem Isorthoklas bzw. Isomikroklin. Die Flächenpole von (001) weichen gegenüber den Vergleichspolen

von Orthoklas und Mikroklin um 5—8° nach + X ab (Abb. 4, starke Punkte) und 2 V_X schwankt zwischen 93 und 97°. Entsprechend der metasomatischen Bildung ist diesem Kalifeldspat eine niedrigere Bildungstemperatur eindeutig zuzuordnen, und es ist daher nicht unwahrscheinlich, daß ein geringer Teil der metasomatischen Kalifeldspäte bereits unter isorthoklaser bzw. isomikrokliner Optik kristallisierte.

Zusammenfassend kann also mit N. L. Bowen (1952) die Kalifeldspatkristallisation über 3 Temperaturbereiche verfolgt werden: 1. zwischen 660 und 600° Kristallisation von NaOr (Kf I), 2. unterhalb 600° Kristallisation von Or (Kf II) und 3. bei wesentlich tieferen Temperaturen Kristallisation der Kalifeldspäte mit teilweise isorthoklaser bzw. isomikrokliner Optik (Kf III). In dem Bereich I fällt der Hauptanteil der porphyrischen Kalifeldspäte, während verhältnismäßig wenige Kalifeldspateinsprenglinge dem Temperaturbereich II zuzuordnen sind. Im Bereich III kristallisierte schließlich der metasomatisch verdrängende Kalifeldspat. Diese Ausscheidungsfolge sagt aber nichts über den Ort und den Zeitpunkt der Kristallisation aus. Kf I und Kf II könnten z. B. zu gleicher Zeit an verschiedenen Orten und unter verschiedenen PTX-Bedingungen kristallisiert und erst nachträglich durch Fließbewegungen in der Schmelze an einem gleichen Ort zusammengeführt worden sein. Diese und ähnliche Fragen werden erst im weiteren Verlauf der Untersuchung behandelt werden können.

Den sichersten Nachweis über PTX-Schwankungen während der Kristallisation einer Mineralphase gestattet der Zonarbau. Im Kalifeldspat ist eine Zonarfolge auf Grund wechselnder Trübung und Dichte der Perthit-Ausscheidung ebenso wahrnehmbar wie auf Grund wechselnder Auslöschungsschiefe. Zwar sind die Erscheinungsformen nur schwach gezeichnet und zum Teil nur in einzelnen Feldern reliktisch erhalten, aber dennoch wird deutlich, daß der Aufbau ähnlich wie beim Plagioklas in mächtigkeitsschwankenden Schalen erfolgte, welche die Kristallflächen mehr oder weniger genau nachziehen. Die Kristallkanten reihen sich nicht immer kontinuierlich, sondern wechseln sprungartig von Schale zu Schale. Ebenso zeichnen sich manche Schalen durch besondere Wölbungen aus. Wie schon beim Plagioklas betont, finden sich die zonargebauten Kalifeldspäte im Kristallgranit I in der Minderzahl gegenüber den zonarbaulosen.

Eine weitere Möglichkeit, den zonaren Bau der Kalifeldspäte zu erkennen, ergibt sich bei den porphyrischen Kalifeldspäten aus der zonaren Anlagerung von Plagioklas (Abb. 5). Der Anlagerungsvorgang geschah nicht nur nach Kristallflächen, sondern auch die kristallographischen Bezugsrichtungen des Wirtkristalles nahmen Einfluß auf die Orientierung der angelagerten Plagioklase (vgl. Kapitel IV).

Dieses kristallographisch orientierte Anlagerungsgefüge ist deshalb bemerkenswert, da der jetzt vorliegende Kalifeldspat keine ebenen und glatten Begrenzungsflächen besitzt. Die Grenzsutur verläuft unruhig in vor- und zurückspringenden Zacken und Wölbungen und hält sich nur im Summationseffekt an den Kristallbau. Auch ist zu beobachten, daß gelegentlich vom Kalifeldspateinsprengling aus einzelne Pseudopodien in die Grundmasse hinein-

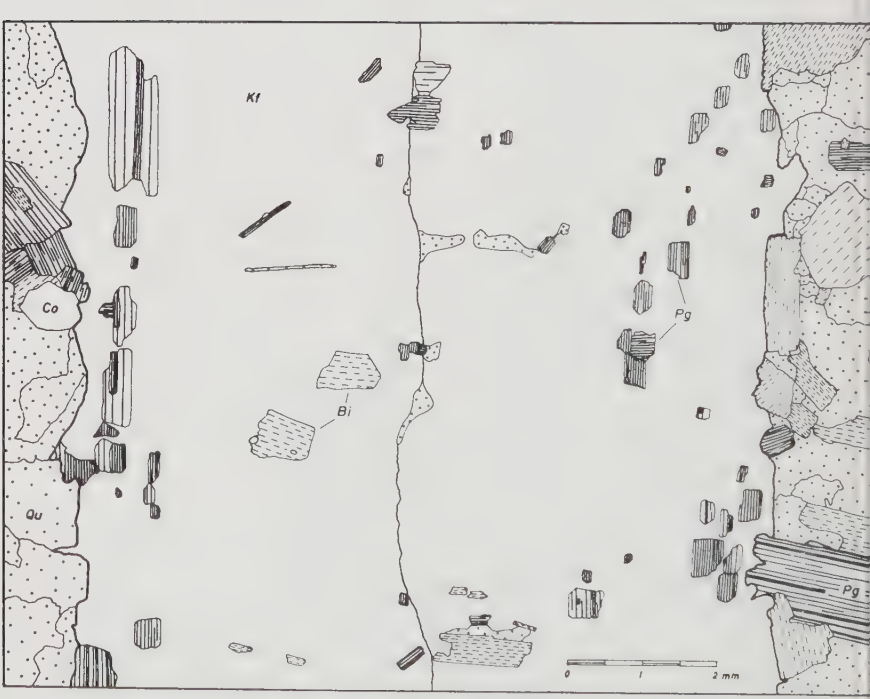


Abb. 5. Mittelstück eines Kalifeldspat-Einsprenglings. Plagioklas und Biotit sind gittergeregelt im Kalifeldspat eingeschlossen. Gegen die Matrix grenzt der Kalifeldspat mit metasomatisch verdrängender Sutur. Schnitt senkrecht (010). Stbr. Unterlichtenwald.

ragen und mit amöboidem Kf III in Verbindung stehen. Die anliegenden Mineralien erfuhren in dem Kalifeldspatrandbereich eine stärkere Verdrängung als gegenüber der Matrix. Außerdem ist der randliche Kalifeldspat in der optischen Orientierung schwach unterschiedlich von der des Kernes. Mithin ist es sehr wahrscheinlich, daß die jetzige Begrenzung der Kalifeldspateinsprenglinge erst in einem metasomatischen Bildungsstadium nach Abschluß der magmatischen Kristallisation erfolgte (O. H. Erdmannsdörffer 1949, G. Frasl 1954). Damit stimmt auch überein, daß die Randzone der Kalifeldspateinsprenglinge praktisch keine orientierten Plagioklaseinschlüsse führt und die amöboiden Kalifeldspäte ebenso keine zonare Anordnung von Einschlußplagioklasen besitzen.

Fremdkristalle finden sich im Wirtmineral Kalifeldspat reichlich eingeschlossen, teils mit und teils ohne Bezugnahme auf das Kristallgitter. Die Mineralien, welche sich schon im Plagioklas als Einschlüsse kennzeichneten, sind auch im Kalifeldspat unter dem gleichen Anlagerungsgefüge enthalten, nur ist ihr Häufigkeitsanteil geringer. Das sind die Mineralien Zirkon, Apatit und Biotit, wobei im Gegensatz zur Grundmasse der Biotit charakteristischerweise häufig idiomorphe Kristallflächen erkennen läßt. Außer dem reichlich eingeschlossenen Plagioklas tritt im Kalifeldspat Quarz in der umgewandelten Hochtemperaturform hinzu.

8. Quarz

Neben der Masse der xenomorphen Quarze finden sich vereinzelt Kristalle, die aus ihrer Gestalt den Schluß erlauben, daß sie ursprünglich Hochquarze waren. Sie zeigen die hexagonalen Bipyramiden und ganz kurzes Prisma. Auch abgerundete bis tropfenförmige Quarze als Einschlüsse im Kalifeldspat und Plagioklas können mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit zu diesen ehemals idiomorphen Quarz-Frühkristallen gerechnet werden. Bei der Masse der Quarze, die ohne Eigengestalt die Resträume im Gefüge ausfüllen, muß es ohne nähere Untersuchung offen bleiben, ob sie als Hoch- oder Tiefquarz ihr Dasein begannen. Diese Quarze zeigen häufig eine Druckbeanspruchung und verzahnte Korngrenzen, manchmal sind sie zu einem Pflaster großer Körner rekristallisiert.

Die jüngsten Quarzbildungen greifen nahezu alle anderen Mineralien an.

IIIa. Entmischung und metasomatische Gefügeänderung

Entmischungen von Mineralien und metasomatische Verdrängungen sind Erscheinungsbilder, welche ebensogut in Paragesteinen auftreten wie in echten Orthogesteinen und somit nicht als Nachweis oder als Entkräftigung für oder gegen eine schmelzflüssige Phase dienen können (O. H. Erdmannsdörffer 1941, 1950). Im folgenden seien daher diese sekundären Gefügeänderungen nur insoweit behandelt, als dies zur Abrundung des Gesamtbildes erforderlich erscheint.

Die bereits erwähnte Perthitisierung ist sicher ein sekundärer durch die Druckbeanspruchung begünstigter Bildungsakt; denn die variable Stärke der Albitschnüre in Abhängigkeit von der Intensität der Felderung, so die radial von eingeschlossenen Hochquarzen ausgehenden und mit Albit gefüllten Rupturen und die perthitgeschwächte Zone um Einschlußplagioklase bestätigen in Übereinstimmung mit F. Becke (1908) und O. Mügge (1927) die Perthitentstehung durch Entmischung im festen Zustand von Kalifeldspat und Albitkomponente.

Eng mit der Perthitbildung verknüpft steht das „junge Albitkorngefüge" (Drescher-Kaden 1948). Es findet sich vornehmlich an der Grenze zweier Kalifeldspäte, aber auch im Grenzbereich eines Kalifeldspates gegen eine andere Mineralart. Junger Albit scheidet sich besonders als Albitsaum um die Plagioklase aus. Tuttle (1952) betonte, daß in der Nähe solcher Albitsäume der angrenzende Kalifeldspat an Perthitschnüren verarmt erscheint und brachte beide Erscheinungen in Zusammenhang. Es ist in der Tat wahrscheinlich, daß über einen gewissen Bereich die sich aus dem Kalifeldspat entmischte Albitsubstanz ihren Weg zum Plagioklas gefunden hat und hier den Albitsaum bildete. Gelegentlich lenken die Perthitschnüre direkt in den Albitsaum ein (Abb. 2). Die Lamellierung der Grundplagioklase war dabei wahrscheinlich richtungweisend für die lokale Gitterorientierung in den Anwachsrändern. Das Auftreten des jungen Albitkorngefüges zwischen Kalifeldspatindividuen führt mehr oder weniger deutlich zu den gleichen Erscheinungen, die G. Voll (1960) unter dem „Prinzip der Wechselsaumbildung" in fast allen Kalifeldspatführenden Gesteinsarten, also auch in Graniten, beschrieb.

Myrmekite entstanden sowohl bei der Verdrängung des Plagioklases durch den jüngeren Kf III als auch bei der Bildung des jun-

gen Albitkorngefüges. Daß das Albitkorngefüge und somit auch die Albitentmischung erst nach der metasomatischen Einwirkung des Kf III gebildet wurde, wird durch das gleichartig über den ganzen Kalifeldspateinsprengling ausgerichtete Perthitgefüge angezeigt. Anderenfalls wäre zwischen Altkalifeldspat und Anwachssaum in irgendeiner Art ein Albitkorngefüge zu erwarten.

Schriftgranitische Verwachsungen treten selten auf und sind dann nur gegen Kalifeldspat ausgebildet. Die Quarzstengel übertreten gelegentlich die Grenzlinie zweier benachbarter Kalifeldspäte und werden von den Perthitschnüren nicht durchsetzt. Daraus kann abgeleitet werden, daß der Quarz jünger ist als der Kalifeldspat, aber älter als die Perthitentmischung.

Außer diesen Quarz-Feldspat-Reaktionsgefügen findet sich noch eine Reihe weiterer Verdrängungserscheinungen und Neubildungen, welche auf den jüngsten Einflüssen hydrothermaler Lösungen beruhen. Muskovit setzte sich als ein Filz kleiner Schüppchen vorzüglich auf die kantigen Prismenflächen des Biotits oder wuchs mit gleicher Orientierung zum Biotitgitter parallel zu dessen Basis oder sitzt gleichsam als ein weiteres Wachstum auf dessen Prisma auf. Auch kann der Muskovit den Biotit durchspießen. Der Biotit wird je nach der Wegsamkeit chloritisiert. Anscheinend gehen Chloritisierung der Biotite und Verdrängung des Biotits durch Kalifeldspat eng Hand in Hand.

IV. Gefüge und Kristallgrößen

1. Das Anlagerungsgefüge

In der Mineralbeschreibung wurden die wesentlichen Anlagerungsgefüge bereits erwähnt. Es geht daraus hervor, daß jedes Mineral, welches sich aus der schmelzflüssigen Phase ausgeschieden hat, sein auf den jeweiligen Kristallbau bezogenes Anlagerungsgefüge besitzt. Mit der Größenzunahme der ausgeschiedenen Kristalle gewinnt diese Erscheinung stetig an Bedeutung.

Ilmenit verwächst mit Titanit und den nicht näher bestimmbaren kleinen Kriställchen zu einem lockeren Verband, bei dem eine gerichtete Anlagerung wohl vermutet werden kann, aber wegen der opaken Natur des Ilmenites und des seltenen Auftretens nicht bestätigt werden konnte. Im Zirkon finden sich bereits mehrere kleine Kristalle in einem Wirtmineral zusammen eingeschlossen.

Diese Einschlußkristalle besitzen deutlich eine Längsachse und es scheint durchaus, daß eine Anlagerung nach den Kristallflächen des Wirtes stattgefunden hatte.

Eindeutig wird der Anlagerungsvorgang erst im Apatit wahrnehmbar. Die eingeschlossenen Mineralien belegen augenscheinlich über das Maß der Zufälligkeit hinausgehend nicht nur die Kristallflächen des Wirtes mit ihren Längsachsen, sondern folgen häufig auch den Kantenrichtungen des Wirtes oder liegen senkrecht hierzu. In bezug auf eine Kristallkante sind also die Längsachsen der Einschlußmineralien senkrecht und parallel dazu gerichtet. Diese kantenparallele und kantennormale Lage scheint unabhängig von der Entfernung zur Kante des Wirtes zu sein, denn in einer Schnittfläche senkrecht c des Apatites wurden beide Anlagerungsarten gemeinsam angetroffen. Es mag aber hier hervorgehoben sein, daß mehr als 5 Fremdkristalle in einem Schnitt durch Apatit nicht beobachtet und außerdem diese reichlich einschlußführenden Apatite selten angetroffen wurden.

Im Biotit wächst die Anzahl der eingeschlossenen Mineralien um ein Vielfaches. Das Anlagerungsgefüge gleicht dem des Apatits insofern, als der Biotit durch seine pseudohexagonale Tracht ähnliche Anlagerungsbedingungen wie der Apatit schafft. Die Regelung der eingeschlossenen Mineralien erfolgte vornehmlich nach den Flächenpaaren von Einschluß- und Wirtmineralien und weiterhin in Längsachsen nach den Schnittkanten parallel und senkrecht c des Biotites. Die Anlagerung nach den Flächenpaaren ist weitgehend durchgesetzt. Bei der richtungsabhängigen Anlagerung treten die Längsachsen der Einschlußkristalle sowohl senkrecht als auch parallel zu einer Schnittkante des Biotites auf. Damit wird gleichzeitig die ähnliche beim Wirtkristall Apatit schon beobachtete Erscheinung indirekt bekräftigt. Für den Anlagerungsvorgang bedeutet dieses Regelungsbild, daß die längsten Kristallachsen der Einschlußmineralien sowohl parallel als auch senkrecht zu den Kristallkanten eines Wirtminerales eine stabile Lage gegenüber jenem einnehmen. Wenn andererseits die langachsigen Mineralien auch richtungsunabhängig auf den Kristallflächen des Wirtes angelagert worden sind, dann könnte dies z. B. auf eine unebene Entwicklung der Wachstumsflächen des Wirtminerales zurückgeführt werden. Auch die Möglichkeit, daß die Umschließungs- oder Wachsgeschwindigkeit des Wirtes größer gewesen wäre, als die zur Um-

lagerung in die stabile Lage benötigte Zeit erfordert hätte, könnte zu dem gleichen Erscheinungsbild führen. Solche und ähnliche Einflüsse werden insbesondere für die langachsigen Mineralien ohne irgendeine Beziehung zum Kristallgitter anzunehmen sein.

Die Untersuchungen am Wirtmineral Biotit beziehen sich auf die Einschlußmineralien Zirkon und Apatit, welche auf Grund der großen Anzahl diese Regeln erkennen lassen. Titanit und Ilmenit scheinen wohl auch abhängig vom Biotitgitter angelagert zu sein, jedoch ist deren Vorkommen mit Biotit so selten, daß allgemeingültige Anlagerungsbeziehungen nicht aufgestellt werden konnten.

Im Plagioklas sind angelagerte Mineralien verhältnismäßig selten. Apatit und Zirkon konnten ähnlich wie bei der Anlagerung im Biotit mit c kantenparallel und kantennormal zum Plagioklas beobachtet werden. Der Biotit wird mit der Basisfläche angelagert, würde also senkrecht zu der Anlagerungsfläche eine Rotationsfreiheit besitzen, wenn auf die Schnittkanten bzw. Gittergeraden des Biotits kein richtungsabhängiger Einfluß von seiten des Plagioklases ausgeübt würde. Nun ist aber bei geeigneter Kristallausbildung zu erkennen, daß die Kanten der pseudohexagonalen Basisfläche des Biotits sowohl parallel als auch senkrecht zu den Schnittkanten des Plagioklases auftreten. Daraus könnte gefolgert werden, daß dem Biotit 6 bzw. 12 gitterorientierte Anlagerungsmöglichkeiten offenstehen. Untersucht man weiterhin die Lage der optischen Achsenebene bzw. die Lage der zweizähligen b-Achse, dann scheinen die Biotite vorwiegend mit der b-Achse parallel oder senkrecht zu einer Kante des Plagioklases orientiert zu sein. Auch wenn die Zahl der untersuchten Proben nicht ausreichen sollte, um eine allgemeine Anlagerungsregel abzuleiten, so scheint doch aus Gründen der Analogie die Vermutung nahezuliegen, daß für einen flächenparallel angelagerten Biotit eine stabile Lage gegenüber dem Wirt dann erreicht ist, wenn die b-Achse des Biotits parallel oder senkrecht zu einer Schnittkante des Wirtminerales orientiert ist.

Die Kalifeldspat-Einsprenglinge, welche Zirkon, Apatit und Biotit ebenso nach den aufgestellten Regeln angelagert führen, werden als Wirtmineralien besonders durch die hervorragende Zonarfolge der Einschlußplagioklase gekennzeichnet.

Die kristallographische Orientierung der eingeschlossenen Plagioklase zum Wirt wurde aus einem mittelgroßen Karsbader Zwilling (⌀ //c ca. 2 cm) durch Vermessung der Indikatrices und der gegebenen flächigen Symmetrie-

elemente gewonnen (Abb. 5 zeigt dessen Mittelstück). Die Schnittlage des Wirtminerales Kalifeldspat wurde mit $c_{Kf} \wedge$ Schnittnormale $= 40°$ gewählt, da mit dieser Schnittebene besonders bei Karlsbader Zwillingen alle ausgebildeten Kristallflächen des Wirtes mit dem U-Tisch meßbar angeschnitten sind. Zur Vermessung gelangten 80 Plagioklaskristalle, verteilt auf beide Individuen des Karlsbader Zwillings. Um die volle Anlagerungssymmetrie der Verwachsungsflächen zu erhalten, wurden bei den Plagioklaszwillingen diejenigen kristallographischen Symmetrieelemente auf den Wirt bezogen, welche das nach dem Kern des Wirtes gerichtete Individuum besitzt. Auf Grund der Felderung und der wechselnden Optik („Triklinisierung") der Kalifeldspäte und auf Grund der z. T. zersetzten und eng lamellierten Plagioklase enthalten die Meßwerte beachtliche Fehler. Die kristallographische Orientierung des Kalifeldspates wurde aus 10 Messungen ermittelt. Bei der Vermessung des Plagioklases wurde tunlichst auf den 90°-Winkel der Indikatrix-Achsen geachtet und ebenso sichernd wurde die Vermessung der Spaltbarkeitsflächen durchgeführt. Dennoch wird ein erheblicher Fehler die wahre Lagebeziehung von Einschluß- zu Wirtkristall belasten. Es wurden daher Flächen- und Achsenpaare auch dann noch als parallel angesprochen, wenn der abweichende Winkel 10° nicht überstieg. Zwischen 10 und 20° abweichende Flächen- und Achsenpaare sind in den folgenden Tabellen eingeklammert wiedergegeben.

Die Tab. 9 enthält den zahlenmäßigen Anteil der Einschlußplagioklase, geordnet nach der flächigen Anlagerung zum Wirtkristall. 42 von 80 vermessenen Plagioklasen, also mehr als die Hälfte, lagern mit (010) an (010) des Kalifeldspates, was auf Grund des tafeligen Habitus des Kalifeldspates und des Plagioklases durchaus zu erwarten war. Alle übrigen Kristallflächen des Kalifeldspates, welche jeweils zwischen 5 und 9% der Plagioklase flächenparallel angelagert haben, unterscheiden sich hinsichtlich der Anlagerungshäufigkeit kaum, es sei denn, man legt der Anlagerungshäufigkeit $(010)_{Pg}//(001)_{Kf}$ Gewicht bei. Doch gesicherte Folgerungen können daraus nicht gezogen werden. Eine weitere Anlagerungsart wird durch die (001)-Fläche des Plagioklases be-

Tab. 9. Die Verteilung der flächig angelagerten Plagioklase im Kalifeldspat. Gesamtzahl = 80.

Kf / Pg	(010)	(001)	(20$\bar{1}$)	(110)	(1$\bar{1}$0)	keine
(010)	42	7 (+ 2)	4 (+ 1)	6	5	6
(001)	5	—	—	—	2	

wirkt, welche demnach zumindest bei einzelnen Kristallen groß ausgebildet sein muß. Dabei liegt $(001)_{Pg}//(010)_{Kf}$ und $(1\bar{1}0)_{Kf}$. Nur 6 Plagioklase, also weniger als 10% der eingeschlossenen Plagioklase, haben keine flächige Orientierung zum Wirt.

In Analogie zu den vorher besprochenen Anlagerungsgefügen ist auch beim Plagioklas eine richtungsabhängige Anlagerung zu erwarten (Tabelle 10). Insgesamt sind von den 42 mit $(010)_{Pg}//(010)_{Kf}$ bzw. $(0\bar{1}0)_{Pg}//(010)_{Kf}$ verwachsenen Kristallen 60 bzw. 79% achsenparallel zum Kalifeldspat angelagert. Davon sind 23 (+ 7), also 55 bzw. 70% c-parallel zueinander orientiert. Ein Plagioklas liegt gegen Kalifeldspat mit $c_{Pg}//a_{Kf}$ und, da $(010)_{Pg}//(010)_{Kf}$, verläuft er auch mit $a_{Pg}//c_{Kf}$. 1 (+ 1) Individuen sind ebenfalls mit $c_{Pg}//a_{Kf}$ gerichtet, aber infolge $(0\bar{1}0)_{Pg}//(010)_{Kf}$ nicht nach einer zweiten Achse orientiert. Die gleiche Erscheinung findet sich auch bei den $c_{Pg}//c_{Kf}$ gelagerten Einschlüssen. 10 (+ 4) Plagioklase haben mit dem Wirt außer der c-Achse die a-Achse gemeinsam ($(0\bar{1}0)_{Pg}//(010)_{Kf}$), während 13 (+ 3) Plagioklase nur c-achsenparallel angelagert sind ($(010)_{Pg}//(010)_{Kf}$). Daraus ergibt sich, daß die nach (010) verwachsenen Plagioklase auf (010) des Kalifeldspates wahlweise nach einer oder zwei Kristallachsen (bzw. Kristallkanten) angelagert werden. Die Ursache der wahlweisen Anlagerung könnte auf dem unterschiedlichen Kristallgitter von Oligoklas (triklin) und Na-Orthoklas/Mikroklin (monoklin/triklin) beruhen.

Tab. 10. Die Verteilung der achsenparallel angelagerten Plagioklase auf (010) des Kalifeldspates.

Achsenlage / Flächenlage	$c_{Pg}//c_{Kf}$	$c_{Pg}//a_{Kf}$	keine
$(010)_{Pg}//(010)_{Kf}$ bzw. $(0\bar{1}0)_{Pg}//(0\bar{1}0)_{Kf}$	13 (+ 3)	1	2
$(0\bar{1}0)_{Pg}//(010)_{Kf}$ bzw. $(010)_{Pg}//(0\bar{1}0)_{Kf}$	10 (+ 4)	1 (+ 1)	7

Wie schon bei der Anlagerung von $(010)_{Pg}//(010)_{Kf}$ betont, herrscht auch bei den Verwachsungen nach $(010)_{Pg}$ auf $(001)_{Kf}$ eine Richtungsabhängigkeit, die aber überwiegend ohne Achsen-

parallelität auf Kristallkanten bezogen ist (Tab. 11). Nur 2 (+ 1) Plagioklase haben mit a_{Kf} gemeinsame Achsen, wovon 1 (+ 1) Plagioklase mit $c_{Pg}//a_{Kf}$ und 1 Plagioklas mit $a_{Pg}//a_{Kf}$ gelegen sind. Obwohl beide Verwachsungen mit $(0\bar{1}0)_{Pg}//(001)_{Kf}$ angelagert sind, dürfte der Gegenfläche des Plagioklases die gleichen Anlagerungsmöglichkeiten gegeben sein, zumal keine von beiden Lagen eine höhere Anlagerungssymmetrie besitzt. Bei diesem Anlagerungsgefüge verläuft einmal die Kante $[001]_{Pg}//[100]_{Kf}$ und das andere Mal die Kante $[100]_{Pg}//[100]_{Kf}$. Alle weiteren Anlagerungen an Kalifeldspat richten sich nach den Schnittkanten der Basisfläche mit den Flächen nach der Zone [001], wobei sowohl $(010)_{Pg}//(001)_{Kf}$ als auch $(0\bar{1}0)_{Pg}//(001)_{Kf}$ zu liegen kommen. 1 Plagioklas zeigte keine Richtungsabhängigkeit.

Tab. 11. Die Verteilung der achsen- bzw. kantenparallel angelagerten Plagioklase auf (001) bzw. (20$\bar{1}$) des Kalifeldspates.

Flächenlage \ Achsenlage	$c_{Pg}//a_{Kf}$	$c_{Pg}//[(110)(001)]_{Kf}$	$c//_{Pg}[(1\bar{1}0)(001)]_{Kf}$	$a_{Pg}//a_{Kf}$	$c_{Pg}//[(110)(20\bar{1})]_{Kf}$	keine
$(010)_{Pg}//(001)_{Kf}$ bzw. $(0\bar{1}0)_{Pg}//(00\bar{1})_{Kf}$		1				
$(0\bar{1}0)_{Pg}//(001)_{Kf}$ bzw. $(010)_{Pg}//(00\bar{1})_{Kf}$	1 (+ 1)	1	2 (+ 1)	1		1
$(010)_{Pg}//(20\bar{1})_{Kf}$ bzw. $(0\bar{1}0)_{Pg}//(\bar{2}01)_{Kf}$						2
$(0\bar{1}0)_{Pg}//(20\bar{1})_{Kf}$ bzw. $(010)_{Pg}//(201)_{Kf}$					1 (+ 1)	1

Auf (20$\bar{1}$) des Kalifeldspates wurden nur 1 (+ 1) Anlagerungen mit $c_{Pg}//[(110)(20\bar{1})]_{Kf}$ wahrgenommen. Daß hierbei 3 Einschlußplagioklase keinen linearen Bezug auf das Kristallgitter des Kalifeldspates nehmen, kann wegen der geringen Plagioklasanzahl (5) auf keinen Fall zu Schlüssen gegen eine richtungsgerechte Anlage-

rung auf $(20\bar{1})_{Kf}$ verwendet werden. Eher noch mag betont sein, daß auch hier gitterparallele Anlagerung auftritt.

Auf der Kristallfläche (110) bzw. $(1\bar{1}0)$ des Kalifeldspates herrschen für $(010)_{Pg}$ die gleichen Anlagerungsbedingungen wie auf $(010)_{Kf}$, jedoch besteht zu c_{Kf} nur jeweils eine Achsenparallelität. Von den 11 mit $(010)_{Pg}//(110)_{Kf}$ angelagerten Plagioklasen sind 9 mit $c_{Pg}//c_{Kf}$ orientiert, während 2 mit den Kanten $[001]_{Pg}//[(110)\ (001)]_{Kf}$ zueinander liegen. Beachtenswert sind die Anlagerungsarten $(001)_{Pg}//(010)_{Kf}$ und $(001)_{Pg}//(110)_{Kf}$. Infolge der Achsenneigung nimmt c_{Pg} eine schiefe Lage (ca. 64°) gegen $(010)_{Kf}$ bzw. $(110)_{Kf}$ ein, so daß eine Anlagerung dieser Art nur bei einer großen Entwicklung von $(001)_{Pg}$ verständlich wird, zumal, da auf der Anlagerungsfläche zuzüglich kanten- oder achsenparallele Orientierungen auftreten. 2 von 5 Anlagerungen mit $(001)_{Pg}//(010)_{Kf}$ haben die Achsenlage $a_{Pg}//a_{Kf}$ bzw. die Kantenlage $[(010)\ (001)]_{Pg}$ $//[(010)\ (001)]_{Kf}$. Bei der Verwachsung von $(001)_{Pg}//(1\bar{1}0)_{Kf}$ liegen beide Plagioklase kantenparallel auf mit $[(010)\ (001)]_{Pg}//[(110)\ (001)]_{Kf}$ bzw. $a_{Pg}//[(110)\ (001)]_{Kf}$.

Zusammenfassend ergibt sich also für das flächenparallele Anlagerungsgefüge von Plagioklas und Kalifeldspat eine deutliche Abhängigkeit von den linearen Gitterelementen, wobei vorzugsweise die Anlagerung auf den Flächen der Zone [001] des Kalifeldspates mit $c_{Pg}//c_{Kf}$ gerichtet ist. Die gleiche richtungsabhängige Anlagerung beschrieb auch A. Maucher (1943) über Plagioklaseinschlüsse in Sanidin. Untergeordnet treten die a-Achse und die Kanten $[(110)\ (001)]$ bzw. $[(1\bar{1}0)\ (001)]$ des Kalifeldspates richtungsweisend in Erscheinung. In bezug auf eine Kante zeigt der Plagioklas im Kalifeldspat nur die kantenparallele und entsprechend der monoklinen und triklinen Gitterstruktur keine kantennormale Anlagerung. Hervorgehoben sei, daß es sich bei allen diesen Anlagerungen nicht um strenge Gesetzmäßigkeiten handelt (der abweichende Winkel von der gitterparallelen Orientierung beträgt bis 10°), sondern nur um Verwachsungsregeln.

Alle bislang behandelten Einschlußmineralien treten gegenüber dem Wirt gitterorientiert auf und, wie beim Einschlußplagioklas belegt, keineswegs rein zufällig. Die gitterorientierte Anlagerung ist sogar der Normalfall. Die Ursache hierfür liegt wohl in der Wechselwirkung der Kristallgitter zwischen Einschluß und Wirt. Eine derartige Wechselbeziehung setzt aber voraus, daß vom Zeit-

punkt 0 an entweder beide Gitter gleichzeitig gebildet wurden und somit gleichzeitig vom Zeitpunkt 0 an aufeinander einwirkten oder daß das eine Gitter mit zeitlichem Abstand zum anderen Gitter gebildet wurde. Die erste Voraussetzung würde bedeuten, daß chemisch und kristallographisch unterschiedliche Mineralien vom Kristallkeimpunkt aus in einer Art „Zwillingsstellung" miteinander gewachsen wären. Das ist zwar innerhalb ein und derselben Mineralart bekannt (Verwachsungszwillinge), dürfte aber für die zu behandelnde Erscheinung unzutreffend sein. Zumindest sollten sich ähnliche Grenzflächenverwachsungen beobachten lassen, wie sie bei den Verwachsungszwillingen des Kalifeldspates auftreten (Tertsch 1936). Die zweite Voraussetzung wird daher allein zutreffend sein, und, sofern keine außerordentlichen Bildungsweisen (Entmischung; Kristallisation im Wirtgitter unter gitterdiffundierender Zu- und Abfuhr[1]) angenommen werden, ist der Wirtkristall gegenüber dem Einschluß die jüngere Bildung.

Mit der Frage nach dem wechselwirkenden Vorgang, welcher zu diesem Anlagerungsgefüge von Wirt und Einschluß führt, ist ein heftig diskutiertes Zeitproblem aufgegriffen: Geschah der Umschließungsvorgang durch Blastese, also unter mehr oder weniger festen Aggregatzuständen oder entstand das Interngefüge durch umschließendes Wachstum aus einer heterogen festschmelzflüssigen Phase?

Der blastische Bildungsakt würde sich in einem vorgegebenen Gemenge fester Mineralphasen vollziehen, welches für die verschiedenen Wirtkristalle entsprechend der zeitlichen Keimbildung (Metamorphosestadium) in der Anzahl unterschiedlicher Phasen und in der Größe der jeweiligen Phasen stark variieren würde. Zu jeder Keimbildung wäre somit dem blastisch aufsprossenden Wirtkristall die Bildung gittergeregelten Interngefüges zuzuordnen. Abgesehen von den Interngefügen des Zirkons und Apatits, welche unter besonderen Sedimentationsbedingungen ihre Einschlüsse bereits vor der Ablagerung enthalten haben könnten, besteht beim Biotit für eine gittergeregelte Übernahme von mehreren Zirkon- und Apatitkristallen die Voraussetzung, daß die Einschlußmineralien vor der Biotitblastese keiner straff regelnden axialen Beanspruchung unterworfen waren und in die metasomatische Wechselwirkung nur die gitterungerechten Apatite einbezogen wurden. Diese angenommene „selektive Metasomatose", allein durch die Wechselbeziehung der Gitter von Einschluß- und Wirtkristall bedingt, sollte dann ebenso bei der nachfolgenden Blastese anderer Mineralphasen verwirk-

[1] Bei Annahme dieser Bildungsart müßte die gesamte Zeitfolge der Mineralphasen in umgekehrter Richtung verlaufen!

licht sein. Das ist durchaus nicht der Fall. Denn sooft der Biotit echten metasomatischen Verdrängungen unterlag, wurden stets seine Einschlußmineralien ohne ein Anzeichen „selektiver Metasomatose" übernommen oder ebenfalls verdrängt. Das gilt in dem gleichen Ausmaß für alle übrigen gitterorientierten Interngefüge, welche somit auf diese Bildungsweise nicht entstanden sein können.

Drescher-Kaden (1948) erklärte am Kalifeldspat das orientierte Interngefüge durch Kristalloblastese unter „Lösungsauslese" und „Einregelung" der Einschlußplagioklase. „Der eigentliche Vermittler der metasomatischen Austauschvorgänge" ist eine „± dünne Flüssigkeitsschicht", in welcher „sich der Flächenvorschub des wachsenden Kristalloblasten so auswirken kann, daß die beobachteten Drehungen der in der Flüssigkeitsschicht liegenden Grundgewebskomponenten sowie kürzere radiale Verschiebungen möglich sind". Über den metasomatischen Vorgang wurde damit nichts ausgesagt. Selbst wenn der „Flächenvorschub" die Ursache des hier vorliegenden gitterorientierten Interngefüges gewesen wäre und der Kristalloblast zumindest während der Rotierung der Einschlüsse idiomorphe Kristallkanten ausgebildet gehabt hätte, würde durch diese Art der Anlagerung nur eine flächenparallele Orientierung erreicht werden, nicht aber eine kanten- bzw. achsenparallele Richtungsabhängigkeit.

Die Einschlußkristalle müßten bis 90° aus ihrer vorgegebenen Lage rotiert worden sein, und das gilt nicht nur für die dicktafeligen Kristalle (Plagioklas), sondern ebenso für die langprismatischen (Apatit). Wie soll sich hierbei der Anlagerungsvorgang abgespielt haben? Warum besitzen die amöboiden Kalifeldspatkristalloblasten kein gitterparalleles Interngefüge, wo sie doch auch durch „Flächenvorschub" gebildet worden sind? Wenn in einem Granit die „Morphokratie" des einen Kalifeldspatkristalles stärker ausgeprägt wäre als die des anderen, warum zeigen dann die Kalifeldspäte mit gittergeregeltem Interngefüge keine idiomorphen Kristallkanten? Diese hier aufgeworfenen Fragen würden bei einer metasomatischen Entstehung des Kristallgranites für jedes Mineral mit gittergeregeltem Interngefüge unbeantwortet bleiben, wobei es für den metasomatischen Vorgang gleichgültig wäre, ob sich das blastische Wachstum aus einer Lösungsphase oder durch Ionendiffusion (R. Perrin u. Roubault 1939) vollzogen hätte. Es wäre daher müßig, dieser metasomatischen Regelungsidee weiterhin entkräftigende Argumente entgegenzustellen. Das nach Gittergeraden geregelte

Interngefüge kann also nicht durch Blastese in mehr oder weniger fester Umgebung entstanden sein.

Damit bleibt nur noch die Bildungsweise aus heterogen fest-schmelzflüssiger Phase übrig. Das Interngefüge der Wirtmineralien erklärt sich somit als ein nach Gittergeraden orientierter Anlagerungsvorgang, wobei der Wirt den angelagerten Kristall umwächst. Die Wechselwirkung der Gitterfelder von Wirt und Einschluß dürfte als Ursache der adhäsiven Kräfte angenommen werden und, da die Bausteine im Gitter nach Ebenen und Geraden geordnet sind, ist auch die an der Oberfläche wirkende Kraft eine gerichtete. Ob auch die entsprechend der Oberflächengröße unterschiedliche Kraft eine verschiedene Belegungsdichte der angelagerten Kristalle auf der Wirtfläche bewirkt, kann nicht mit Sicherheit ausgesagt werden. Jedoch fanden A. Maucher (1943), O. H. Erdmannsdörffer (1949) und G. Frasl (1954) ebenso wie in der vorliegenden Untersuchung, daß vornehmlich $(010)_{Pg}//(010)_{Kf}$ angelagert ist, und, wie auch aus der Abbildung 5 und anderen (A. Maucher Abb. 1, 1943) zu erkennen ist, scheint durchaus die Belegungsdichte auf (010) des Kalifeldspates größer zu sein als auf den übrigen Flächen. Damit wäre wiederum ein Weg zur Beweisführung gegen eine metasomatische Entstehung gegeben.

Es darf also als gesichert betrachtet werden, daß die nicht zufällig gittergeregelten Interngefüge eine schmelzflüssige Phase während der Bildung voraussetzen. Gitterorientierte Interngefüge wurden außer bei offensichtlich metasomatischen Bildungen (Kf III) bei nahezu allen Mineralien des Kristallgranites festgestellt, womit bereits ausgesagt ist, daß alle diese Mineralien aus einer schmelzflüssigen Phase kristallisierten. Unter dieser genetisch wichtigen Stütze wurden die weiteren Untersuchungen angesetzt, welche zur Klärung der Kristallisationsart und -folge, der Kristallkeimbildung und Wachstumsgeschwindigkeit, der Temperatur- und Viskositätsbereiche usw. verhelfen sollen.

2. Das statistische Korn-in-Korn-Gefüge

Ausgehend von der Erkenntnis über die magmatische Entstehungsweise des Kristallgranites sei nun der Versuch unternommen, aus der Häufigkeit eingeschlossener Mineralien einen Ablauf des Anlagerungsvorganges und damit die zeitliche Ausscheidungsfolge zu erhalten. Angenommen, alle Mineralien hätten zumgleichen

Zeitpunkt aus einer homogenen Schmelze zu kristallisieren begonnen (Eutektpunkt), dann wäre zu erwarten, daß die Kristallkeime eines jeden Minerals über das ganze Massiv homogen auftraten. Nach erfolgter Kristallisation würde die Häufigkeit der Einschlüsse eines Wirts seinem Volumenanteil am Gesteinsaufbau entsprechen. Wenn hingegen ein Mineral sich nicht als Einschluß in einem anderen findet (z. B. Biotit in Apatit), sagt das nichts über die Altersbeziehung aus; denn besitzt das Einschlußmineral gegenüber dem Wirt die kleinere Wachstumsgeschwindigkeit, dann kann der Einschluß nur vom Wirt umwachsen werden, nicht aber umgekehrt.

Die statistische Auszählung wurde unter 180-facher Vergrößerung durchgeführt, so daß die Zirkon- und Apatitkristalle größer als 0,01 mm ⌀ sowohl im Biotit als auch in den farblosen Mineralien deutlich wahrnehmbar sind. Die Zirkon- und Apatitkristalle kleiner als 0,001 mm ⌀ sind nicht mehr mit Sicherheit erfaßbar und wurden daher vernachlässigt. In dem Größenbereich zwischen 0,01 und 0,001 könnte bei der Vermessung der Zirkone ein Fehler dadurch entstehen, daß die Zirkone im Biotit durch den radioaktiven Hof stärker ins Auge fallen als diejenigen in den farblosen Mineralien. Der Zirkonanteil kleiner als 0,01 mm ⌀ beträgt ca. 30 Häufigkeitsprozente. Angenommen, der Fehler erreichte sogar 30 % zwischen den Meßwerten im Biotit und denen der farblosen Mineralien, dann würde der Fehler für die Gesamtzahl der im Biotit vermessenen Zirkone nur 9 % betragen. Die Meßwerte zwischen den beiden fraglichen Mineralgruppen erreichen aber wesentlich größere Unterschiede. Innerhalb der hellen Mineralien würde ein meßtechnischer Fehler ± gleich groß sein und somit bei der vergleichenden Betrachtung sich selbst eliminieren. Bei den Meßwerten im Apatit gegenüber den im Biotit könnte ein derartiger Fehler deshalb merkbar werden, da die Zirkone im Apatit ausschließlich in den fraglichen Größenbereich fallen. Als Unterlage für die statistische Verteilung dienten insgesamt 3400 Meßwerte.

a) Häufigkeit und Einschlußdichte

Die statistische Auszählung der Mineralien Zirkon[2], Apatit und Biotit ergab, daß diese Mineralien sehr unterschiedlich häufig in den verschiedenen Wirtmineralien eingeschlossen sind (Tab. 12). 92,5% aller Zirkonkristalle finden sich als Einschluß im Biotit gegenüber 2,8% in Pg, 0,7% in Kf und 0,6% in Qu. Ähnlich ist die Häufigkeitsverteilung der Apatite: 92,3% sind im Bi eingeschlossen, 4,3% in Pg, 1,6% in Kf und 1,4% in Qu. Zirkon und Apatit zeigen also nahezu die gleiche Häufigkeitsverteilung in denselben Wirtmineralien. Weiterhin ist zu erkennen, daß die Einschluß-

[2] In dem Zirkonanteil sind hier möglicherweise Xenotime enthalten, da sich im Schliff der Zirkon vom Xenotim nicht einwandfrei unterscheiden läßt.

häufung in der Reihenfolge vom Bi zum Pg, Kf und Qu abnimmt, und zwar mit einem deutlichen Sprung zwischen Bi und Pg. Da die Volumenanteile der Wirtmineralien im Kristallgranit nicht gleichgroß sind, wurde die prozentuale Häufigkeit auf die jeweilige Volumeneinheit (= 1 Vol.-%) der Wirtmineralien (D) bezogen (Tab. 13). Das Verhältnis von D ergibt bei Zirkon für die verschiedenen Wirtmineralien: $D_{Zr\text{ in }Bi} : D_{Zr\text{ in }Pg} : D_{Zr\text{ in }Kf} : D_{Zr\text{ in }Qu} = 545 : 5 : 1 : 1$ und bei Apatit: $D_{Ap\text{ in }Bi} : D_{Ap\text{ in }Pg} : D_{Ap\text{ in }Kf} : D_{Ap\text{ in }Qu} = 218 : 3 : 1 : 1$. Diese Verhältnisse von D sprechen entschieden gegen einen gemeinsamen Start der Kristallisation aller Mineralphasen und können nur so erklärt werden, daß der Kristallisationsbeginn von Biotit vor dem des Plagioklases lag und ebenso Plagioklas vor Kalifeldspat zu kristallisieren begann.

Tab. 12. Häufigkeit H der Einschlußmineralien im Wirtmineral in %.

Wirt. Min. / Einschl.-Min.	Ap	Bi	Pg	Kf	Qu	ohne
Zr	3,1 (3,6) (?4,6)	92,5 (92,0)	2,8	0,7	0,6	0,3
Ap	—	92,3	4,3	1,6	1,4	0,4
Bi	—	—	9,2	2,6	(?5,7)	82,5

Tab. 13. Einschlußdichte $D = \frac{H\ \%}{\text{Vol.-\%}\ \text{Wirtmineral}}$

Wirt-Min. / Einschl.-Min.	Ap	Bi	Pg	Kf	Qu
Zr	6,7 (7,8) (?10,0)	10,9 (10,8)	0,10	0,02	0,02
Ap	—	10,9	0,15	0,05	0,05
Bi	—	—	0,32	0,08	(?0,21)

Die Biotite finden sich im Plagioklas und Kalifeldspat mit einer Anzahl von 9,2 bzw. 2,6% eingeschlossen, woraus sich das Verhältnis $D_{Bi\text{ in }Pg} : D_{Bi\text{ in }Kf} = 4 : 1$ errechnet. Dieses Verhältnis

gleicht den bei Zirkon und Apatit berechneten, nämlich $D_{Zr\ in\ Pg}$: $D_{Zr\ in\ Kf} = 5 : 1$ bzw. $D_{Ap\ in\ Pg} : D_{Ap\ in\ Kf} = 3 : 1$. Die hohe prozentuale Biotithäufigkeit im Quarz dürfte nicht durch die Kristallisationsumstände bedingt sein. Bei der Verdrängung des Biotits durch Quarz wurden häufig Biotitreste umschlossen und auch bei der Rekristallisation von Quarz gelangten Biotite in das Quarzkorn. Diese Werte können daher nicht in die Betrachtung einbezogen werden. Die überaus meisten Biotite (82,5%) liegen nicht als Einschluß vor im Gegensatz zu Zirkon und Apatit, welche nur mit 0,3 bzw. 0,4% an zwei oder mehr Korngrenzen anderer Mineralphasen lagern. Hervorgehoben sei, daß der Plagioklas 3—5mal soviel Zirkon-, Apatit- und Biotitkristalle eingeschlossen führt wie der Kalifeldspat.

Von den Zirkonkristallen sind 3,1% in Apatit eingeschlossen und 92,5% in Biotit. Diese Prozentzahlen sind aber irreführend, da der Biotit einen weitaus größeren Volumenanteil einnimmt als der Apatit. Deshalb ist es hier besonders wichtig, die Häufigkeitsprozente auf die Volumeneinheit des jeweiligen Wirtes zu beziehen. Dabei ergibt sich, daß pro Volumeneinheit Apatit mehr als halbsoviel Zirkone eingeschlossen sind wie pro Volumeneinheit Biotit. Nun sind aber bei der Berechnung der Zirkonhäufung im Biotit auch diejenigen Zirkone einbezogen worden, welche randlich an Biotit lagern und dort nur teilweise umschlossen werden; denn in bezug auf den Anlagerungsvorgang unterscheiden sie sich nicht von den gänzlich umschlossenen Zirkonen. Das gilt aber dann auch für die an Apatit lagernden Zirkone, so daß für die Zirkonhäufigkeit im Apatit 3,6% und für die im Biotit 92,0% anzusetzen ist (eingeklammerte Werte). $D_{Zr\ in\ Ap}$ ergibt dann 7,8 und $D_{Zr\ in\ Bi} = 10{,}8$ und deren Verhältnis beträgt 0,7 : 1. Gesteht man entsprechend der vorausgegangenen Fehlerbetrachtung den Meßwerten im Apatit einen Fehler von etwa 25% zu, dann ist $D_{Zr\ in\ Ap} : D_{Zr\ in\ Bi} \sim 1$, und der Apatit hätte dann pro Volumeneinheit ebenso viele Zirkonkristalle angelagert wie der Biotit.

Angenommen, Zirkon, Apatit und Biotit würden zu gleicher Zeit auskristallisieren und es sei die Wachstumsgeschwindigkeit für $Bi > Ap > Zr$, dann würde entsprechend den Wirtmineralien der Biotit den Apatit und Zirkon und der Apatit nur den Zirkon umschließen. Zirkon und Apatit müßten schon nach kurzer Kristallisationsdauer mit gleicher Häufigkeit an den Biotit angelagert wer-

den (Zonarfolge der Einschlußmineralien im Wirt), so daß die verbleibende Kristallisationsdauer des Apatits nicht ausreichen dürfte, eine dem Biotit gleichgroße Einschlußanzahl/Vol.-% anzulagern. Die gleiche Diskrepanz würde auftreten, wenn der Apatit und der Biotit gemeinsam kristallisiert wären und der Zirkon sich vor diesen ausgeschieden hätte. Somit muß der Kristallisationsbeginn von Zirkon und Apatit vor dem des Biotits gelegen haben. Ob nun der Zirkon vor oder während der Apatitausscheidung kristallisierte, kann aus der angelagerten Zirkonanzahl nicht entnommen werden, da der Apatit sicherlich die größere Wachstumsgeschwindigkeit gegenüber dem Zirkon besitzt. Aber unter Vorwegnahme der folgenden Untersuchungsergebnisse kann die Zirkonkristallisation vor der des Apatits als gesichert betrachtet werden. Zusammenfassend kann also aus der Einschlußhäufigkeit und aus der Einschlußdichte eine Kristallisationsfolge festgestellt werden, welche der Rosenbusch'schen Regel und der Ausscheidungsfolge nach N. L. Bowen entspricht.

b) Anlagerungsintensität

Das erste Mineral, welches sich in vergleichbarer Anzahl aus der Schmelze ausschied, war der Zirkon. Unter der Voraussetzung, daß es sich um eine homogen schmelzflüssige Phase handelt, wird auch die Kristallkeimbildung homogen verteilt stattgefunden haben. Die erste Verteilungsinhomogenität tritt auf, wenn sich zwei oder mehr Zirkonkristalle zusammenlagern. Da aber dieser Anlagerungseffekt sich statistisch auf den Raum verteilt, geht die Verteilungsinhomogenität zumindest bei der Anlagerung der ersten nachfolgenden Mineralphase nicht in deren Anlagerungshäufigkeit ein (eine inhomogene Verteilung der Zirkone in einem Biotit schreitet über 2, höchstens 3 zusammengelagerte Zirkonkristalle nicht hinaus). Dem kristallisierenden Apatit steht also das gesamte, unberührte Zirkonfeld zur Anlagerung bereit. (Daß der Apatit meßbar große Zirkonkristalle als Kristallkeime (Zirkon im Kristallmittelpunkt von Apatit) benützt, wurde nicht beobachtet.) Würde bei der Apatitkristallisation der Zirkon keine zusätzliche Anlagerung erfahren, dann sollte der Apatit in bezug auf das angetroffene hundertprozentige Zirkonfeld nur 1 Häufigkeits-% Zr/1 Vol.-% enthalten. $D_{Zr\ in\ Ap}$ beträgt aber 7,8/Vol.-E. Setzt man die gemessene Einschlußdichte D zu der Verteilungsdichte D′ der in der schmelz-

flüssigen Phase freibeweglichen Mineralien ins Verhältnis, dann besagt die Anlagerungsintensität $I = D/D'$, um wieviel mehr oder weniger der Wirtkristall Fremdmineralien angelagert hat, als er hätte umschließen können, wenn der Wirtkristall in einem homogen verteilten Fremdmineralfeld nur die aufgrund seines Wachstums erreichten Kristalle angelagert hätte (Tab. 14, Abb. 6). Für die Berechnung der Anlagerungsintensität I der jeweiligen Wirtmine-

Tab. 14. Anlagerungsintensität $I = \frac{D}{D'}$

Einschl.-Min. \ Wirt-Min.	Ap	Bi	Pg	Kf	Qu
Zr	6,7 (7,8) (?10,0)	11,2 (11,1)	2,0	0,8	0,7
Ap	—	10,9	1,8	0,9	0,76
Bi	—	—	0,32	0,06	?

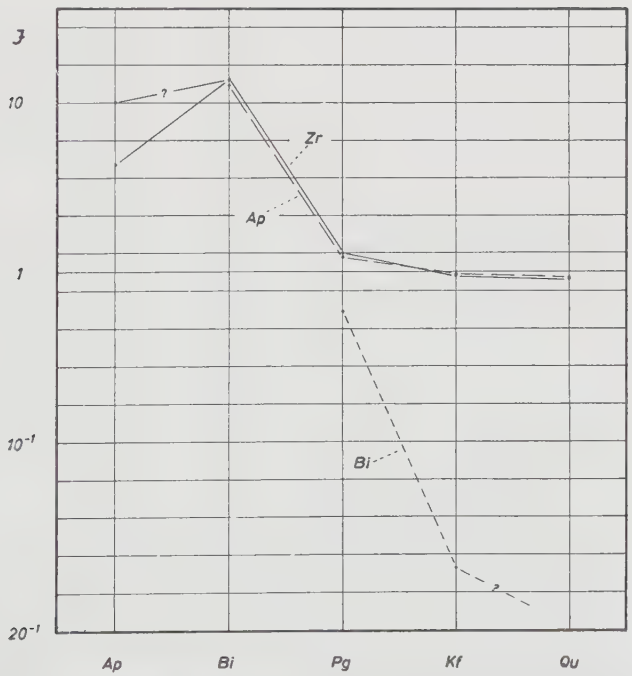


Abb. 6. Die Anlagerungsintensität $I = D/D'$ der Einschlußmineralien Zr, Ap und Bi an die Wirtmineralien Ap, Bi, Pg, Kf und Qu.

ralien wurde unter der gleichen Voraussetzung (homogene Verteilung der Einschlußmineralien vor der Kristallisation des Wirtes) auf die Verteilungsdichte D′ neu Bezug genommen.

Im Diagramm der Abb. 6 ist die Anlagerungsintensität I der Wirtmineralien Ap, Bi, Pg, Kf und Qu für die Einschlußmineralien Zr, Ap und Bi dargestellt. I zeigt für Zirkon und Apatit über den Bereich Biotit bis Quarz eine hervorragende Übereinstimmung, was sicher auf die gleiche Anlagerungsbedingungen während der Kristallisation der Wirtmineralien zurückzuführen ist. Überraschend ist das Ergebnis von $I_{Zr\ an\ Ap}$ gegenüber $I_{Zr\ an\ Bi}$. Beide Anlagerungsintensitäten sind nahezu gleichgroß und mit I gleich $\pm$ 10 um 8 Intensitätseinheiten größer als $I_{Zr\ an\ Pg}$. Gegenüber $I_{Zr\ an\ Kf}$ und $I_{Zr\ an\ Qu}$ beträgt der Unterschied sogar 12 bis 13 Intensitätseinheiten. Diese unterschiedlichen Anlagerungsintensitäten können nicht durch meßtechnische Fehler bedingt sein, denn dann würde ebenso für die Intensität bei der Anlagerung von Apatit ein solcher Fehler angenommen werden müssen, und das wäre keineswegs berechtigt. Also wird die Ursache der Intensitätsunterschiede in unterschiedlichen Anlagerungsfaktoren zu suchen sein. Hierfür käme in Betracht, daß der Biotit aufgrund irgendeiner spezifischen Eigenschaft seines Kraftfeldes ein größeres Anlagerungsvermögen besitzen würde als Pg, Kf und Qu. Das müßte dann ebenso für den Apatit angenommen werden, welcher doch nahezu eine gleichgroße Anlagerungsintensität besitzt. Der Zirkon wäre demnach in der Lage, sowohl auf das Apatitfeld als auch auf das Biotitfeld anzusprechen. Nun werden aber der Zirkon und der Apatit gemeinsam mit I = $\pm$ 2 vom Plagioklas angelagert, woraus geschlossen werden könnte, daß ebenso der Biotit mit I größer als 1 an den Plagioklas angelagert sein sollte. Nach der Statistik ergibt sich $I_{Bi\ an\ Pg}$ nur mit 0,3 Intensitätseinheiten. Selbst wenn berücksichtigt wird, daß die randlich an Plagioklas lagernden Biotite zum Teil Anlagerungen sind, überschreitet $I_{Bi\ an\ Pg}$ nicht einmal eine Intensitätseinheit. Es fand also bei der Plagioklaskristallisation entschieden keine über das Maß von D′ (Verteilungsdichte von Bi in der schmelzflüssigen Phase) hinausgreifende Anlagerung statt. Es wurden sogar weniger Biotitkristalle angelagert als entsprechend D′ aufgenommen hätten werden können. Damit dürfte deutlich hervorgehen, daß unterschiedliche Anlagerungsintensitäten nicht allein ihre Ursache in verschieden starken Kraftfeldern haben können.

Geht man bei der weiteren Betrachtung davon aus, daß die Wirtmineralien gegenüber den Einschlußmineralien ähnliche Kraftfelder besitzen, dann wird die Anlagerung in ihrer Geschwindigkeit in erster Linie abhängen von den Eigenschaften des Mediums, durch das hindurch sich die Bewegungen zur Anlagerung vollziehen müssen. Die wichtigste Eigenschaft hierfür ist die Viskosität. Diese hängt sowohl von der Zusammensetzung der Schmelze (einschließlich leichtflüssiger Bestandteile) als auch von der Temperatur ab. Von diesen beiden Variablen, der Konzentration X und der Temperatur T, ist als unabhängige Variable eigentlich nur T zu werten, da die Konzentrationsänderungen in einer Schmelze zu einem sehr großen Teil zwangsläufig mit T verlaufen. Wenn ferner die Veränderungen im Viskositätsverhalten der Schmelze als Funktion von T betrachtet werden, so ist darin die Wirksamkeit der Konzentrationsänderungen inbegriffen. Es erscheint dies im vorliegenden Falle und für die Ziele dieser Arbeit zulässig, weil aus dem Verhalten der Anlagerungsgefüge hervorgeht, daß die Veränderungen einsinnig erfolgten und nicht etwa die Wirkungen der T-Abnahme durch Wirkungen einer erhöhten Konzentration an leichtflüchtigen Bestandteilen wieder aufgehoben oder gar ins Gegenteil verkehrt worden sind.

I nimmt für die einzelnen Wirtmineralien entsprechend der Kristallisationsfolge ab (Abb. 6). Die verschiedene Anlagerungsintensität kann somit auf unterschiedliche Viskosität während der Ausscheidung der betreffenden Mineralphasen bezogen werden. Und zwar ergeben sich nahezu gleiche Viskositäten bei der Kristallisation der Wirtmineralien Apatit und Biotit. Gegen Plagioklas fällt die Anlagerungsintensität stark ab, was also bedeutet, daß die Viskosität entsprechend stark anstieg. Ob es sich beim Kristallgranit schon primär um eine relativ trockene Schmelze handelte und dieser starke Viskositätsanstieg auf eine entsprechende Temperaturerniedrigung zurückzuführen ist, oder ob die leichtflüchtigen Bestandteile im Lauf der Kristallisation abdiffundieren konnten, läßt sich hier schwer entscheiden. Das Nebengestein zeigt keine Vergreisungserscheinungen, und Pegmatitgänge finden sich selten. Auch wenn das Fehlen pegmatitisch-pneumatolytischer Indikatoren keine Schlüsse über die Eigenschaft der Schmelze gestattet, liegt doch immerhin die Vermutung nahe, daß auch dieser starke Viskositätsanstieg vorwiegend auf einer Temperaturerniedrigung der Schmelze beruhte.

Gegen Kalifeldspat nimmt die Anlagerungsintensität weiterhin ab: $I_{Zr\ an\ Kf} = 0{,}8$ und $I_{Ap\ an\ Kf} = 0{,}9$. Berücksichtigt man, daß Zirkone und Apatite auch ohne Einschluß auf Korngrenzen von Kalifeldspat liegen, dann erreicht I einen Wert um 1, d. h., der Kalifeldspat hat nur so viele Zirkone und Apatite eingeschlossen, als er auf Grund seines Wachstums erreichen konnte. Eine zusätzliche Anlagerung fand nicht mehr statt. Das trifft auch für das Wirtmineral Quarz zu, dem ja als Letztausscheidung keine andere Wahl verbleibt. Die Viskosität war also bereits bei der Kristallisation des Kalifeldspates so hoch, daß das Kraftfeld zwischen Wirt und Einschlußmineral nicht genügte, die innere Reibung der Schmelze zu überwinden.

Die Anlagerungsintensitäten von Plagioklas und Kalifeldspat in bezug auf den Biotit betragen $I_{Bi\ an\ Pg} = 0{,}32$ und $I_{Bi\ an\ Kf} = 0{,}06$, sind also erheblich kleiner als 1. In Analogie zu Zirkon und Apatit ist zwar auch hier deutlich zu erkennen, daß $I_{Bi\ an\ Pg} > I_{Bi\ an\ Kf}$, doch wie versteht sich die Anlagerungsintensität kleiner als 1? Zirkon und Apatit unterscheiden sich gewaltig durch ihre Kristallgröße, aber ebenso zeichnen sich die eingeschlossenen Biotite von den übrigen durch die geringere Größe aus. Untersucht man daraufhin auch die Wirtmineralien Biotit und Kalifeldspat, dann ist dort die gleiche Erscheinung zu erkennen: Die großen Apatitkristalle finden sich vornehmlich am Biotitaußenrand, und im Kalifeldspat sind wesentlich kleinere Plagioklaskristalle eingeschlossen, als sie außerhalb von Kalifeldspat auftreten. Es scheint also eine Abhängigkeit von der Größe des Einschlußminerals zu der des Wirtes zu bestehen. Eine jede ausgeschiedene Mineralphase besteht aus großen und kleinen Kristallen. Wenn ein Wirtmineral zu kristallisieren beginnt, dann sind seine Kristalle klein gegenüber den bereits ausgeschiedenen. Während dieser Zeit können daher vom Wirtmineral keine Einschlußmineralien umwachsen werden. Erst wenn das Wirtmineral so stark angewachsen ist, daß die Kristallgröße um vieles die des Einschlußminerales überschreitet, wird eine Umwachsung ermöglicht.

Die Anlagerung vollzieht sich auf den Kristallflächen, die jedoch mit der Größe an Ebenheit (Idiomorphie) verlieren. Trifft nun ein großes Einschlußmineral mit einem entsprechend größeren Wirtmineral zusammen, dann erfolgt die Anlagerung nicht nach einer Ebene, sondern beide Mineralien berühren sich nur punktförmig an

einzelnen Stellen. Zwischen dem Einschluß- und Wirtmineral verbleibt eine schmelzflüssige Phase, aus der sich weiterhin die Kristallisation des Wirtminerales vollzieht. Durch das dadurch bewirkte Konzentrationsgefälle wird wiederum schmelzflüssige Phase zugeführt, so daß das Wachstum des Wirtminerales auch auf dieser Fläche nicht unterbrochen wird, d. h., während des Wachstums eines Wirtminerals wird das Einschlußmineral mit großer Flächenanlagerung vor die jeweilige Wachstumsfront geschoben. Ist hingegen die Wachstumsfront des Wirtminerals uneben ausgebildet, dann führt das zu dem gleichen Ergebnis, und allgemein kann ausgesagt werden, daß die Anlagerungsintensität auch von der Idiomorphie und der Größe der anzulagernden Flächen abhängig ist. Damit dürfte die Anlagerungsintensität I kleiner als 1 von Biotit an Plagioklas erklärt werden und ebenso die von Biotit an Kalifeldspat. Mit der Anlagerungsintensität I kleiner als 1 verknüpft ist gleichzeitig eine Anreicherung selbständiger Mineralien. Ähnlich wie beim Biotit wird auch die Anlagerungsintensität von Plagioklas am Kalifeldspat mit I kleiner als 1 zu erwarten sein.

Zusammenfassend wurde aus dem statistischen Korn-in-Korngefüge festgestellt, daß der Kristallisationsbeginn der untersuchten Mineralien mit der Ausscheidungsfolge nach Rosenbusch bzw. N. L. Bowen übereinstimmt. Die schmelzflüssige Phase war relativ trocken und ihre Viskosität wurde hauptsächlich durch den Temperaturfaktor bestimmt. Apatit und Biotit kristallisierten bei nahezu gleicher Viskosität, während zwischen der Kristallisation von Biotit und Plagioklas eine erhebliche Viskositätserhöhung stattfand. Der Kalifeldspat kristallisierte in einem Viskositätsbereich, welcher zusätzliche Mineralanlagerungen nicht mehr gestattete.

3. Die Wechselbeziehungen zwischen Wirt- und Einschlußmineralien am Beispiel des Wirtminerales Biotit

Die Ursache einer Anlagerung liegt wohl in dem Kräftespiel zwischen Wirt- und Einschlußmineral. Am Beispiel des Wirtminerals Biotit und der Einschlußminerale Zirkon und Apatit soll ein Einblick in den Ablauf dieser Wechselbeziehungen gewonnen werden.

Zu dieser Untersuchung wurde das Wirtmineral Biotit deshalb ausgewählt, da dieses infolge der reichhaltigen Einschlüsse für statistische Meßreihen besonders geeignet ist. Es wurde jeweils die gemessene Anzahl der

Einschlüsse auf die Fläche des Wirtminerals bezogen. Zur Auszählung gelangten die Einschlußmineralien Apatit und Zirkon. Als Zirkon wurde jeder im Biotit sichtbare radioaktive Hof angesprochen. Das entspricht zwar nicht unbedingt den Gegebenheiten, aber es wird dadurch ein Einblick in die Anlagerung kleinster Mineralien gewonnen. Bei der Zirkonverteilung ist außerdem zu beachten, daß die radioaktiven Höfe im Biotit noch sichtbar sein können, auch wenn der Zirkon bereits außerhalb der Schliffebene liegt. Bei der hier angestrebten vergleichenden Betrachtung eliminieren sich diese Fehler selbst. Die Biotitflächen wurden jeweils aus dem gemittelten größten und kleinsten Abstand senkrecht und parallel zur Spaltbarkeit errechnet. Die Punktwerte in ihrer graphischen Darstellung bezeichnen Mittelwerte für gleiche Flächenintervalle. Zur Vermessung gelangten 600 Biotite.

Die gemittelten Werte für die Biotitflächen und die Einschlußanzahl reihen sich längs Geraden, welche unter 45° gegen die Abszisse geneigt sind (Abb. 7, Ordinate und Abszisse logarithmischer Maßstab). Das heißt also, daß die Einschlußanzahl proportional mit der Flächenzunahme des Biotites ansteigt. Dieses Ergebnis ist deshalb überraschend, da bei einer vergleichenden Betrachtung des Biotits höchstens vermutet werden könnte, daß im allgemeinen mit der Flächenzunahme des Biotits auch die Einschlußanzahl anwächst. Aus dem Diagramm geht aber deutlich hervor, daß die statistische Verteilungsdichte der Einschlußmineralien in den Biotiten jeder Größenordnung gleich ist und daß selbst die winzigen Mineralien, wie sie nur im Biotit durch den radioaktiven Hof angezeigt werden, ebenfalls proportional mit der Flächenzunahme des Biotits angelagert wurden. Die übereinstimmende Kurvenneigung für Apatit und Zirkon war durchaus zu erwarten; denn diese besagt nichts anderes, als daß die Häufungsdichte D im Biotit für „Zirkon" und Apatit gleich groß ist, mithin auch die Anlagerungsintensität $I_{Zr\ an\ Bi}$ bzw. $I_{Ap\ an\ Bi}$. Für die randlich an Biotit angelagerten Apatite wurde bereits vorher ein ähnlicher Anlagerungsvorgang angenommen wie für die eingeschlossenen Apatite. Das Diagramm bestätigt dies durchaus; denn diese Apatite nehmen ebenso proportional mit der Fläche des Biotits zu.

Wichtig für den Anlagerungsvorgang ist der lineare Kurvenverlauf. Er besagt, daß die wechselwirkenden Anlagerungsbeziehungen zwischen dem Biotit und den Einschlußmineralien Zirkon und Apatit statistisch mit der gleichen Proportionalität während des Wachstums des Wirtminerales Biotit angedauert haben. Würde z. B. während der Biotitkristallisation die Viskosität der Schmelze angestiegen sein, dann sollte die Anlagerungsgeschwindigkeit ent-

sprechend abgenommen haben, wenn die wechselwirkende Anziehung zwischen Wirt- und Einschlußmineral unverändert geblieben wäre. Der Kurvenverlauf sollte dann besonders im Bereich der kleinen Biotite steil gegen die Abscisse abfallen. Daß jedoch ein Anstieg der Viskosität durch eine entsprechend größere wechselwirkende Anziehung zwischen Wirt- und Einschlußmineral ausgeglichen werden könnte, ist physikalisch unbegründet. Hingegen könnte eine geringere Anlagerungsgeschwindigkeit durch eine geringere Wachsgeschwindigkeit des Wirtes kompensiert werden, wobei allerdings der Abfall beider Geschwindigkeiten in entsprechender Weise erfolgen sollte. Dagegen sprechen Zonarbauerscheinungen aus gehäuft angelagerten Fremdmineralien (besonders Plagioklas in Kalifeldspat), die wohl auf ein gewisses Schwanken der PTX-Bedingungen (mithin auch der Viskosität) während der Kristallisation einer Mineralart zurückzuführen sind. Diese PTX-Schwankungen gehen nicht in den statistischen Effekt des Anlagerungsverhältnisses von Zirkon und Apatit ein. D. h., die PTX-Schwan-

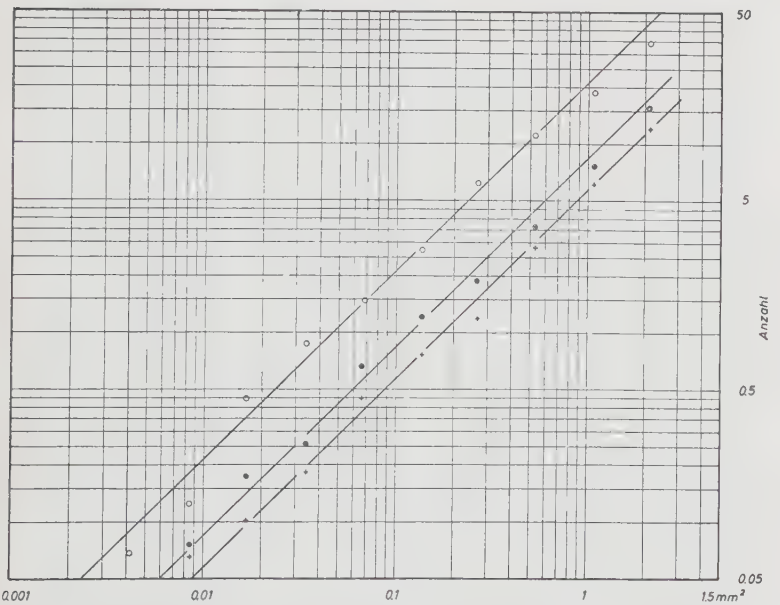


Abb. 7. Einschlußanzahl pro Fläche Biotit. Kreuze = vom Biotit vollkommen umschlossene Apatite; Punkte = in und randlich an Biotit lagernde Apatite; Kreise = radioaktive Höfe („Zirkon"). Abscisse und Ordinate logarithmischer Maßstab.

kungen bzw. Viskositätsänderungen waren während der Kristallisation des Biotits so klein, daß sie bei einer statistischen Betrachtung der Einschlußmineralien nicht in Erscheinung treten.

Die Einschlußanzahl um 1 und kleiner drückt aus, daß die Biotite ein und derselben Größenordnung z. T. einschlußfrei und z. T. einschlußführend sind. Bei einer Anschnittfläche von 0,1 mm² besitzt der Biotit im Mittel einen Apatiteinschluß (incl. randlich angelagerte Apatite). Anlagerungsgenetisch besagt also die Anschnittfläche 0,1 mm², daß ein Apatitkristall in dem Wirkungsbereich des Biotitkraftfeldes gelegen war. Angenommen, die Apatitkristalle würden sich stets mit gleichem Abstand in der Schmelze befinden und die Biotitkeimbildung fände jeweils in der Mitte zweier Apatitkristalle statt, dann könnten die Biotite kleiner als 0,1 mm² Querschnitt (ausgenommen Biotite, welche infolge des Schnitteffektes einen kleineren Kristallquerschnitt vortäuschen) keine Apatitkristalle anlagern, da hierfür das Biotitkraftfeld zu klein wäre. Die Biotite kleiner als 0,1 mm² Querschnitt haben aber offensichtlich doch Apatitkristalle eingeschlossen, und zwar im Mittel im gleichen Verhältnis wie die Biotite größer als 0,1 mm² Querschnitt. Daraus kann gefolgert werden, daß die Verteilung von Einschluß- und Wirtmineralien keine homogen geregelte, sondern eine homogen-statistische gewesen war und die Kristallgröße eines Wirtminerales keine Rolle bei der Ermittlung von D oder I spielt. Die randlich angelagerten Kristalle gehören genetisch zu dem gleichen Anlagerungsprozeß wie die eingeschlossenen Kristalle, nur wurden diese auf Grund der Oberflächenbeschaffenheit nicht umwachsen.

Die Kurve für die radioaktiven Höfe verläuft parallel zu der Apatitkurve, unterscheidet sich also in der Diskussion von der Apatitkurve nur durch die größere Einschlußanzahl. Die maximale Kristallgröße der Mineralien, welche die radioaktiven Höfe bewirken, kann auf 2×10^{-4} mm geschätzt werden, während der Apatitdurchmesser senkrecht c im Mittel bei 2×10^{-2} mm liegt. Das Größenverhältnis beträgt somit 10^{-2}. Trotz dieses gewaltigen Größenunterschiedes besteht in der Anlagerung kein Unterschied, was darauf deutet, daß die Kristallgröße der Einschlußmineralien nicht in die Häufungsdichte D bzw. Anlagerungsintensität I eingeht.

Die vermessenen Biotitflächen sind gegenüber dessen Kristallbau beliebig orientiert, so daß im Mittel jede Kristallfläche des

Biotits entsprechend ihrer Größenausbildung gleich oft in der Anschnittfläche enthalten ist. Das heißt also, daß auf allen Kristallflächen des Biotits die Anlagerung proportional erfolgt ist. Hingegen könnte für verschiedene Kristallflächen die Anlagerung unterschiedlich proportional gewesen sein (vgl. hierzu die Plagioklas-Einschlüsse im Kalifeldspat). Würden alle Kristallflächen des Biotits mit der gleichen Intensität Einschlußmineralien anlagern, dann würde in allen Wachstumskegeln dieselbe Einschlußdichte bestehen; mithin wären alle Einschlußmineralien im Wirtkristall homogen verteilt.

Nun zeigen aber Biotitschnitte parallel zur Basis häufig eine größere Einschlußzahl am Außenrand als im Kern. Sieht man von einer bevorzugten Anlagerung parallel zu den Kanten ab, dann könnte diese Erscheinung auch durch unterschiedlich proportionale Anlagerung entstanden sein. Hierbei müßten die Prismenflächen mehr Einschlüsse anlagern als die Basisflächen. Basisparallele Schnitte nahe den Endflächen des Biotits treffen erst nahe am Außenrand auf die Prismenflächen und würden somit erst dort auf die größere Anlagerungsdichte stoßen. Die basisparallelen Schnitte durch den Mittelpunkt des Biotits würden keine zonar gehäuften Einschlüsse führen, da der Schnitt die Wachstumskegel der Basis nicht schneidet. Auf das Wachstum des Biotits bezogen, würde diese Deutung besagen, daß mit der größeren Wachstumsgeschwindigkeit eine größere Anlagerung verbunden wäre als mit der kleineren Wachsgeschwindigkeit (senkrecht Basis). Diese Deutung gewinnt dann an Wahrscheinlichkeit, wenn die Flächen senkrecht zur Richtung der größeren Wachsgeschwindigkeit durch eine größere Anlagerungsgeschwindigkeit ausgezeichnet sind.

4. Die Kristallgrößen und deren Häufigkeit

Die Kristallgröße eines Minerals wird bestimmt durch den Grad der Unterkühlung während der Kristallisation und damit von der Wachsgeschwindigkeit und der Keimbildungshäufigkeit. H. G. F. Winkler (1949) fand durch Versuche am Nephelin, daß die Wachsgeschwindigkeit (WG) und die Keimbildungshäufigkeit (KH) getrennte Maxima bilden und daß die maximale Wachsgeschwindigkeit bei geringerer Unterkühlung eintritt als die maximale Keimbildungshäufigkeit (Abb. 8). Da die Unterkühlung eine Funktion

der Abkühlungsgeschwindigkeit ist, hängt auch die Häufigkeit unterschiedlicher Kristallgrößen einer Mineralphase von der Abkühlungsgeschwindigkeit ab.

Zur Untersuchung dieser Frage wurde jeweils der kleinste Durchmesser von den Mineralien Zirkon, Apatit und Biotit bestimmt. Zirkon und Apatit haben nur zwei verschiedenlange Kristallachsen, so daß in allen Schnitten auch abweichend von senkrecht c der wahre Abstand zweier gegenüberliegender Prismenflächen meßbar ist. Schnitte parallel c können einen größeren Abstand der Prismenflächen vortäuschen, wenn die durch den Kristallmittelpunkt verlaufende Schnittlage nicht senkrecht auf die korrespondierenden Prismenflächen gerichtet ist. Die c-parallele Lage ist jedoch nur selten angeschnitten und außerdem liegt der dadurch bewirkte Fehler unterhalb der meßtechnischen Genauigkeit (maximale Abweichung 0,004 mm bzw. 0,0016 mm bei einem wahren Prismenabstand von 0,01 mm für tetragonale bzw. hexagonale Kristalle). Schnitte,welche einen geringeren Abstand zweier Prismenflächen anzeigen, haben nur die Kanten oder Ecken eines Kristalles erfaßt. Sie sind auf Grund der stark nach c gestreckten Kristallform sehr selten. Zirkon und Apatit geben also in einem Dünnschliff für nahezu jeden Kristall den wahren Abstand zweier gegenüberliegender Prismenflächen an. Der pseudohexagonale Biotit unterscheidet sich von Zirkon und Apatit durch die größeren Kristallachsen senkrecht c. Deshalb wurde für den Biotit mittels

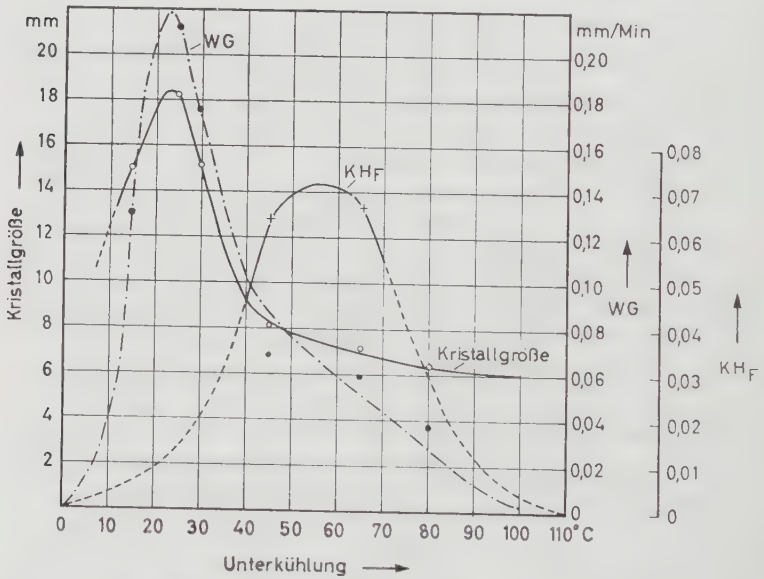


Abb. 8. Kristallgröße, Wachsgeschwindigkeit (WG) und Keimbildungshäufigkeit (KH) in Abhängigkeit von der Unterkühlung. (Substanz: Nephelin). Nach H. G. F. Winkler 1949.

des U-Tisches der senkrechte Abstand von der oberen zur unteren Basisfläche bestimmt. Bei teilweise verdrängten Biotiten wurde der größere Basisabstand in die Statistik einbezogen, da dieser dem wahren Endzustand des Kristallwachstums entsprechen dürfte. Für Zirkon und Apatit wurden die Messungen unter 180facher Vergrößerung ausgeführt und für Biotit unter 60facher. In der statistischen Größenverteilung sind 3000 Meßwerte enthalten.

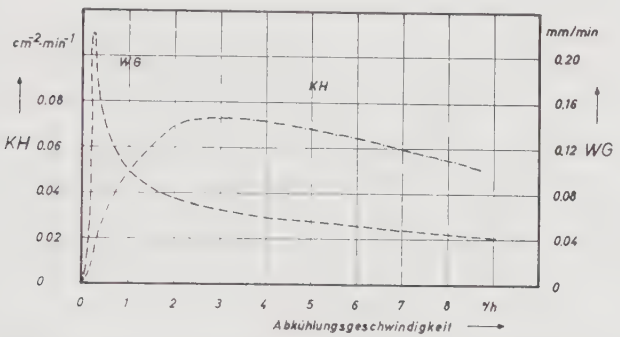


Abb. 9. Keimbildungshäufigkeit (KH) und Wachsgeschwindigkeit (WG) in Abhängigkeit von der Abkühlungsgeschwindigkeit. Berechnet nach H. G. F. Winkler 1949.

a) Die Häufigkeitsverteilung der kleinsten Kristalldurchmesser.

Aus meßtechnischen Gründen wurde also für Zirkon, Apatit und Biotit jeweils der senkrechte Abstand zweier Flächenpaare mit geringster Wachstumsgeschwindigkeit bestimmt. Die prozentualen Anteile der verschiedenen Flächenabstände ergaben in bezug auf die Mineralarten drei Häufigkeitskurven (Abb. 10) mit gemeinsamer Charakteristik: Von der Nähe des Nullpunktes steiler Anstieg gegen ein Maximum, weniger steiler Abfall gegen einen Wendepunkt und asymptotische Näherung gegen die Abszisse. Durch Variation der Ordinate und Abszissenwerte ließe sich eine Kurve in die andere transformieren. Die Verteilungskurve des Zirkons wird durch die Abnahme der Häufigkeit und durch Zunahme der Größe in die Verteilungskurve des Apatits überführt und durch ebensolche Variation wird die Apatitkurve mit der Verteilungskurve des Biotits ähnlich. Diese Transformation kann mathematisch durch die stetige Änderung derselben Variablen bewirkt werden, so daß die Vermutung naheliegt, daß zur unterschiedlichen Größenbildung

von Zirkon, Apatit und Biotit jeweils eine Änderung der gleichen chemisch-physikalischen Zustandsbedingungen ursächlich in Zusammenhang gebracht werden könnte.

Während der Kristallisation haben hauptsächlich drei variable Faktoren Einfluß auf die Kristallgröße und deren Häufigkeit: 1. Konzentration, 2. Unterkühlung bzw. Abkühlungsgeschwindigkeit und 3. Diffusionsgeschwindigkeit (Viskosität).

Die Konzentration einer jeweiligen Mineralphase ist vor der Kristallisation als gegeben zu betrachten. Angenommen, die gesammte Kristallisation einer Mineralphase erfolge bei einer konstanten Unterkühlung (Abb. 8 nach H. G. F. Winkler 1949), dann ist anfänglich die Keimbildungshäufigkeit (Anzahl/Volumen × Zeit) und die Wachsgeschwindigkeit (Länge/Zeit) als nahezu konstant zu bezeichnen. Es würde also pro Zeiteinheit stets die gleiche Anzahl von Kristallen entstehen und, da die Wachstumsgeschwindigkeit während dieser Zeit für alle gebildeten Kristalle gleichbleibt, wird jede Kristallgröße mit gleicher Häufigkeit auftreten. Mit der Zunahme der Kristallisationsdauer wird die Stoffkonzentration geringer, was sich in einer Erniedrigung der Keimbildungshäufigkeit und der Wachsgeschwindigkeit ausdrücken wird. Die jetzt gebildeten Kristalle sind kleiner und weniger häufig als die anfänglich ausgeschiedenen Kristalle usw. Das heißt also, die auf die Kristallgröße bezogene Häufigkeit würde demnach den höchsten Wert bei den größten Kristallen erreichen und gegen die kleinste Kristallgröße asymptotisch zustreben. Das ist in keiner der erhaltenen Kurven auch nur näherungsweise angedeutet, obwohl aus dem Verhältnis der Volumenanteile im Kristallgranit von Zirkon : Apatit : Biotit = 1:4:70 ein beachtlicher Unterschied der Konzentration hervorgeht. Die Konzentration vor oder während der Kristallisation einer Mineralphase kann daher nur unwesentlichen Einfluß oder aber nur als Konstante auf die Häufigkeitsverteilung unterschiedlicher Kristallgrößen Einfluß genommen haben.

Jede Unterkühlung einer schmelzflüssigen Phase wird durch die entsprechende Abkühlungsgeschwindigkeit bewirkt. Von der Abkühlungsgeschwindigkeit abhängig ist die Keimbildungshäufigkeit und die Wachsgeschwindigkeit, mithin auch die Kristallgröße und deren Häufigkeitsverteilung. Ist die Abkühlungsgeschwindigkeit sehr groß, dann kommt es zu keiner Keimbildung. Die schmelzflüssige Phase erstarrt als Glas. Erst bei kleinerer Abkühlungs-

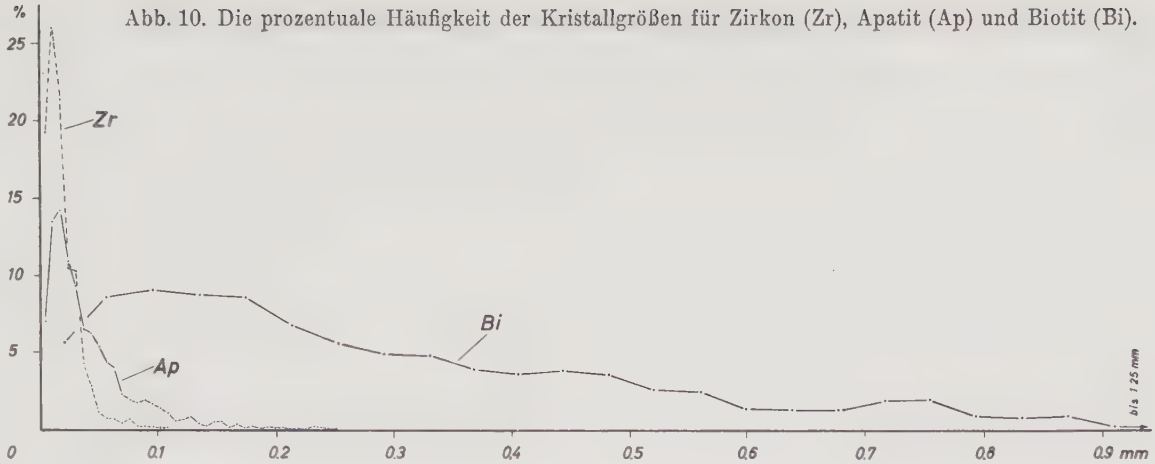


Abb. 10. Die prozentuale Häufigkeit der Kristallgrößen für Zirkon (Zr), Apatit (Ap) und Biotit (Bi).

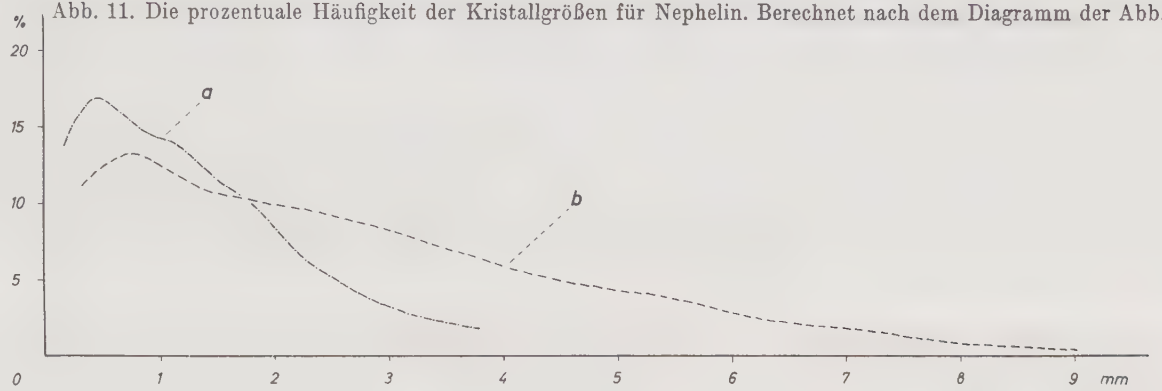


Abb. 11. Die prozentuale Häufigkeit der Kristallgrößen für Nephelin. Berechnet nach dem Diagramm der Abb. 9.

Zu S. 408.

geschwindigkeit wird eine Keimbildung möglich, was damit zusammenhängt, daß der Keimbildung bei einer bestimmten Unterkühlungstemperatur eine bestimmte Bildungszeit (= die Zeit, welche bei einer konstanten Unterkühlungstemperatur verstreicht, ehe die ersten sichtbaren Kriställchen entstanden sind) vorausgeht. Für eine magmatische Schmelze kann angenommen werden, daß eine Abkühlungsgeschwindigkeit während der Kristallisation einer Mineralphase näherungsweise konstant geblieben ist.

Zur vergleichenden Betrachtung wurde das Diagramm der Abb. 8 auf die Abkühlungsgeschwindigkeit bezogen (Abb. 9) und daraus die Häufigkeitsverteilung für die Kristallgrößen bei zwei verschiedenen Abkühlungsgeschwindigkeiten berechnet (Abb. 11). Die Abkühlungsgeschwindigkeit der Kurve a (0,5°/h) verhält sich zu der Abkühlungsgeschwindigkeit der Kurve b (0,1°/h) wie 5 : 1. Wie zu erwarten war, besitzen beide Kurven die gleiche Charakteristik: Steiler Anstieg gegen ein Maximum, weniger steiler Abfall zu einem Wendepunkt und asymptotische Näherung gegen die Abszisse. Diese Charakteristik wurde ebenso bei den Häufigkeitsverteilungskurven von Zirkon, Apatit und Biotit festgestellt. Das Maximum und der Wendepunkt der Kurve a zeichnen sich durch höhere Ordinatenwerte und niedrigere Abszissenwerte gegenüber dem Maximum und Wendepunkt der Kurve b aus, wobei die Koordinaten des Wendepunktes stärker variieren als für das Maximum (flacher Kurvenverlauf von b gegenüber a). Ebenso steigt bei fallendem Abszissenwert der Ordinatenwert für das Maximum und für den Wendepunkt der vermessenen Häufungskurven vom Biotit gegen Apatit nach Zirkon. Die Kurve b geht mathematisch durch Änderung einer Variablen (Abkühlungsgeschwindigkeit) über Zwischenkurven in die Kurve a über. Ändert man die Variable kontinuierlich weiter, dann erhält man Kurvenscharen, deren Maxima nach dem Ordinatenwert Unendlich konvergieren. Die Maxima und die Wendepunkte rücken dabei auf der Abszisse stetig gegen Null. Die Kurven werden also konstant steiler. Bei dem Ordinatenwert Unendlich wird der Abszissenwert der gesamten Kurve Null, d. h., es findet bei einer bestimmten Abkühlungsgeschwindigkeit keine Kristallisation mehr statt.

Vergleicht man die vermessene Kurve Bi mit der berechneten Kurve b, dann ist nicht nur die gleiche Charakteristik, sondern auch die große Ähnlichkeit der beiden Kurven auffällig. Das Maxi-

mum der Kurve b liegt bei höherem Ordinatenwert und niedrigerem Abszissenwert schräg oberhalb von dem Maximum der Kurve Bi. Der Wendepunkt von b liegt weiter ab vom Wendepunkt der Kurve Bi als die Maxima beider Kurven, so daß b steiler verläuft als die Kurve Bi. Mithin kann die Kurve b durch Änderung der Variablen (kleinere Abkühlungsgeschwindigkeit) in eine nahezu mit Bi gleiche Kurve überführt werden. Diese überaus gute Übereinstimmung zwischen der am Nephelin berechneten und der am Biotit gemessenen Kurve deutet darauf, daß die Wachsgeschwindigkeit und die Keimbildungshäufigkeit des Biotits in einer ähnlichen Abhängigkeit zur Abkühlungsgeschwindigkeit stehen wie beim Nephelin. Jedoch wie ein Vergleich der Abszissenwerte zeigt, wächst der Nephelin senkrecht c ca. 10 mal so schnell wie der Biotit parallel c, wobei sowohl für den Nephelin wie für den Biotit diese Wachstumsrichtungen die kleinsten sind.

Der Häufungskurve des Apatits kommt am nächsten die berechnete Kurve a. Das Maximum von a liegt bei größeren Ordinaten- und Abszissenwerten als das Maximum von der Kurve Ap. Auch ist der Abfall der Kurve a weniger steil als der der Kurve Ap, so daß nur durch die Änderung einer Variablen (Abkühlungsgeschwindigkeit) die Kurve a nicht mit der Kurve Ap zur Deckung gebracht werden kann. Würde aber das Maximum von a mit dem Maximum der Kurve Ap den gleichen Ordinatenwert besitzen, dann kann eine dem Apatit ähnliche Kurve erhalten werden, wenn die Abszissenwerte eine Änderung erfahren. Das bedeutet also, daß der Kurve a nur ein Parameter beigegeben zu werden braucht.

Die Werte für die Wachsgeschwindigkeit und die Keimbildungshäufigkeit in Abhängigkeit von der Unterkühlungsgeschwindigkeit wurden bei der Kristallisation einer trockenen Schmelze gewonnen, deren Nephelinanteil etwa 85 Vol.-% betragen hatte. Der Apatitanteil beträgt nur 0,46 Vol.-%, so daß daraus ein Verhältnis der Volumenanteile in den beiden Schmelzen von Nephelin : Apatit = 185 : 1 folgt. Dieser große Konzentrationsunterschied wird sicherlich bei der Kristallisation des Apatits nicht ohne Einfluß geblieben sein. Schon bei der vergleichenden Betrachtung der Bi-Kurve mit der berechneten Kurve b zeigte sich ein Kristallgrößenunterschied von 10 Längeneinheiten für jeweils zwei einander entsprechende Koordinatenpunkte. Das Verhältnis von Nephelin und Biotit beträgt hierbei nur Nephelin : Biotit = 85 Vol.-% : 8,5

Vol.-% = 10 : 1. Aus den unterschiedlichen Volumenanteilen von Nephelin, Biotit und Apatit geht bereits hervor, daß die Ionen in der Schmelze für die Kristallisation der einzelnen Mineralien sehr verschieden lange Wege zurückzulegen haben. Angenommen, alle in der Schmelze enthaltenen Elemente haben die gleiche Diffusionsgeschwindigkeit, dann würde bei gleicher Abkühlungsgeschwindigkeit die Wachsgeschwindigkeit gegen die schwach konzentrierten Mineralien abnehmen, die Keimbildungshäufigkeit hingegen zunehmen. In den Häufigkeitskurven würde eine Verringerung der Diffusionsgeschwindigkeit durch kleinere Abszissenwerte und größere Ordinatenwerte Einfluß nehmen. Es würde also eine dem Apatit ähnlichere Kurve resultieren, als die errechnete Kurve ergab, und in die Kurventransformation würde somit die Diffusionsgeschwindigkeit als wesentlicher Parameter einzuführen sein.

Ähnliche Beziehungen herrschen auch zwischen Zirkon und Apatit. Der Zirkon und der Apatit sind volumenmäßig mit 0,12 bzw. 0,46 Vol.-% im Kristallgranit enthalten. Berücksichtigt man für Zirkon noch einen meßtechnischen Fehler, dann ist der Apatit etwa 5 mal soviel enthalten wie der Zirkon. Während der Kristallisation von Apatit ist Calcium im Überschuß vorhanden, so daß hauptsächlich der Phosphor in irgendeiner Form zum kristallisierenden Apatit diffundieren muß. Bei der Kristallisation des Zirkons braucht ebenfalls nur eine Komponente zugeführt zu werden, nämlich Zr. P_2O_5 ist aber weitaus mehr in der Schmelze vorhanden als Zr, so daß auch hier der größere Diffusionsweg von Zr gegenüber P_2O_4 erniedrigend auf die Wachstumsgeschwindigkeit und somit erhöhend auf die Keimbildungshäufigkeit wirken könnte.

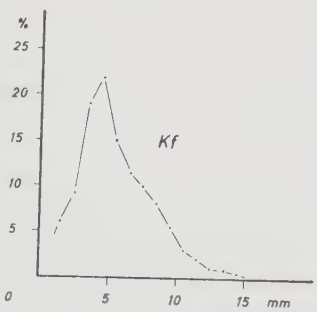


Abb. 12. Die prozentuale Häufigkeit der Kristallgrößen für Kalifeldspat (Kf).

Betrachtet man die dem Biotit folgenden Mineralien Plagioklas und Kalifeldspat, dann kann wiederum festgestellt werden, daß mit Zunahme der Volumenanteile im Kristallgranit auch die Kristallgröße anwächst. Die Abb. 12 zeigt die auf den kleinsten Durchmesser (Abstand (010)—(0$\bar{1}$0)) bezogene Häufigkeitsverteilung für Kalifeldspat. Die Charakteristik der Kurve ist die gleiche wie bei

Biotit, Apatit und Zirkon, und es erhebt sich nun die Frage, ob die größere Kristallausbildung ebenfalls auf den Diffusionsweg und damit auch auf die Diffusionsgeschwindigkeit zurückgeführt werden könnte? Zwar hat sich in der Schmelze reichlich Kalifeldspatsubstanz angereichert, so daß der Diffusionsweg wesentlich kürzer geworden ist als bei der Kristallisation des Zirkons und Apatits, hingegen ist, wie bereits betont, die Viskosität zur Zeit der Kalifeldspatkristallisation stark angewachsen. Dieser Viskositätsanstieg dürfte sicherlich auf die Diffusionsgeschwindigkeit verzögernd eingewirkt haben, zumal, da mit der Viskositätserhöhung eine Assoziation von Elementen zu größeren Komplexen verbunden ist.

Die hier beobachteten Kristalle von Zirkon und Apatit treten in der ähnlichen Größenordnung auch in Graniten auf, welche keine so großen Kalifeldspateinsprenglinge führen wie in dem untersuchten Kristallgranit. Für beide Granite ist aber der Diffusionsweg während der Kalifeldspatkristallisation nahezu gleichgroß anzunehmen, so daß also der Diffusionsweg und die Diffusionsgeschwindigkeit bei weitem keinen so großen Einfluß auf die Ausbildung unterschiedlicher Kristallgrößen ausüben konnte, wie oben bei dem Vergleich der Zirkon-Apatit- und Biotitkurven angenommen wurde.

Es scheint also doch die Temperatur zusammen mit der Kristallisationsdauer, also die Abkühlungsgeschwindigkeit, die wesentliche Variable für das Zusammenspiel von Kristallisationsgeschwindigkeit und Keimbildungshäufigkeit zu sein, mithin auch für die Häufigkeitsverteilung der Kristallgröße. Da die Häufungskurven von Zirkon, Apatit, Bi (Pg) und Kalifeldspat sich alle wesentlich in der Lage der Maxima unterscheiden, darf wohl mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß die Abkühlungsgeschwindigkeit von der Kristallisation des Zirkons über Apatit, Biotit, Plagioklas nach der des Kalifeldspates abgenommen hat. Daß die Kristallisation einer Mineralphase sich nicht bei konstanter Temperatur vollzog, ging deutlich aus dem Vergleich mit den berechneten Kurven a und b hervor. Ob hingegen während der Kristallisation eines Minerals bereits eine zeitliche Änderung der Abkühlungsgeschwindigkeit eintrat, wurde aus dem Verlauf der vermessenen Kurven nicht wahrnehmbar. Zumindest kann aber ausgesagt werden, daß eine Abkühlungsbeschleunigung keine merkbaren Spuren in der Kristallausbildung einer Mineralphase hinter-

lassen hat. Nützlich wären für den Grund der Abkühlungsgeschwindigkeit und Abkühlungsbeschleunigung vergleichende Analysen von feinkörnigen Graniten; denn es liegt die Wahrscheinlichkeit sehr nahe, daß der Kristallgranit unter kleineren Abkühlungsgeschwindigkeiten und kleineren Abkühlungsbeschleunigungen kristallisierte als feinerkörnige Granite.

Daß die Auskristallisation der Mineralphasen in der zeitlichen Reihenfolge von Apatit, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat nach Quarz erfolgte, wurde bereits aus dem statistischen Korn-in-Korn-Gefüge abgeleitet. Damit wird die auf Grund der abnehmenden Abkühlungsgeschwindigkeit gefolgerte Kristallisationsfolge bestätigt und umgekehrt kräftigt die Kristallisationsfolge die gefolgerte Abkühlungsbeschleunigung. Zusätzlich kann der Kristallisationsbeginn von Zirkon vor den des Apatites gesetzt werden.

b) Das Längen-Breiten-Verhältnis und deren Häufung.

Ehe auf eine Diskussion der Längen- und Breitenverhältnisse eingegangen werden kann, sei hier vorausgeschickt, daß diese Werte einen Kompromiß zwischen der wahren Länge und dessen Schnitteffekt darstellen. Untersucht wurden die Mineralien Zirkon und Apatit, also deutlich nach c gestreckte, säulenförmige Kristalle. Der geringste Durchmesser bezieht sich auf den senkrechten Abstand zweier entsprechender Prismenflächen, also (110)-($\bar{1}\bar{1}$0) für Zirkon bzw. (10$\bar{1}$0)-($\bar{1}$010) für Apatit. Über die meßtechnischen Fehler wurde bereits im vorangegangenen Abschnitt gesprochen. Danach handelt es sich um Fehler, welche nur auf Grund des Meßvorganges entstehen und sich somit durch das gebildete Längen-Breitenverhältnis selbst eliminieren. Der wahre Längendurchmesser eines säulenförmigen Kristalls ist strenggenommen nur in der Schnittlage parallel zur Streckung meßbar. Alle davon abweichenden Schnittlagen täuschen einen kleineren Längendurchmesser vor, welcher schließlich bei Schnitten senkrecht zur Längsachse am kleinsten wird und bei hexagonalen und tetragonalen Kristallen ins Längen-Breitenverhältnis mit 1 : 1 eingeht. Diese Verkürzung der Längsachsen erfolgt in der Art, daß die Längenänderung mit steigendem Winkel aus der schliffparallelen Lage stetig abnimmt. Dieser Schnitteffekt wird besonders bei der vergleichenden Betrachtung mit Körnerpräparaten berücksichtigt werden müssen. Es werden also die Längen-Breiten-Häufungen gegen das 1 : 1-Verhältnis hin um steigende Beträge parallel zur Abszisse zu verschieben sein. Die Begrenzungskurve dürfte oberhalb dem 3 : 1-Verhältnis in etwa dem wahren Längen-Breiten-Verhältnis entsprechen.

Der Hauptanteil der vermessenen Zirkonkristalle erstreckt sich nahe dem 2 : 1-Verhältnis, dürfte also entsprechend dem Schnitteffekt oberhalb dem 2 : 1-Verhältnis angenommen werden (Abb. 13).

Ein ähnliches Längen-Breiten-Verhältnis fanden auch J. Preston (1954) und G. Claus (1936), welche für die Orthogneise Finnlands bzw. Granite des Bayerischen Waldes aus Körnerpräparaten ein Maximum des Längen-Breiten-Verhältnisses von über 2,0 bestimmten. Ebenso gleichen sich die maximalen Dimensionen. Im Kristallgranit wurde der längste Zirkonkristall mit 0,13 mm (Preston 0,13 mm) und der breiteste mit 0,07 mm (Preston 0,065 mm) gemessen. Im Hinblick auf die großen Längen-Breiten-Verhältnisse unterscheiden sich die Werte zwischen den Körnerpräparaten und den Untersuchungen in Dünnschliffen. Während nach J. Preston und G. Claus die Zirkonkristalle nur ein maximales Längen-Breiten-Verhältnis von 4 : 1 bzw. 4 : 1—6 : 1 besitzen, sind die Zirkonkristalle im Kristallgranit bis zu einem Verhältnis von 10 : 1 ausgebildet, und das sogar bei Kristallen, welche nahezu die maximale Länge erreicht haben.

Über die Längen-Breiten-Verhältnisse vom Zirkon in Paragesteinen des Moldanubikums geben die Vergleichsuntersuchungen von H. Bader (Diss. 1959) Auskunft. Danach liegt das Maximum bei einem Verhältnis zwischen 1 : 1 und 2 : 1, und die größten Kristalle erreichen ähnlich wie in den Paragesteinen Finnlands (Preston 1954) nur eine Länge von 0,065 mm. Die Zirkonkristalle sind also in den Paragneisen nur halbsolang wie im Kristallgranit. Außerdem unterscheiden sich die Zirkone in den Paragneisen von den granitischen durch häufig gerundete Kanten und Ecken, so daß der Zirkonhabitus als Indikator für eine magmatische Bildungsweise oder sedimentäre in bezug auf den mechanischen Zerkleinerungsgrad angesehen werden kann.

Die Längen-Breiten-Verhältnisse des Apatits gleichen im Prinzip denen des Zirkones (Abb. 14). Das Maximum der Häufung ist unter Berücksichtigung des Schnitteffektes ebenfalls über dem 2:1-Verhältnis anzunehmen, wobei es hier für die kleineren Kristalle sogar bis nahe an das 4:1-Verhältnis heranreicht. Deutlich ist aus der Begrenzungskurve der gestreckte Habitus der Apatitkristalle zu erkennen, wobei die längsten Kristalle bis 0,63 mm erreichen. Das 10 : 1-Verhältnis wird nur von den kleineren Kristallen gestreift, während die größeren Kristalle maximal das Verhältnis um 5 : 1 erreichen.

Sowohl die Zirkone als auch die Apatite sind im Kristallgranit mit kurzprismatisch-gedrungenem bis langprismatisch-nadeligem

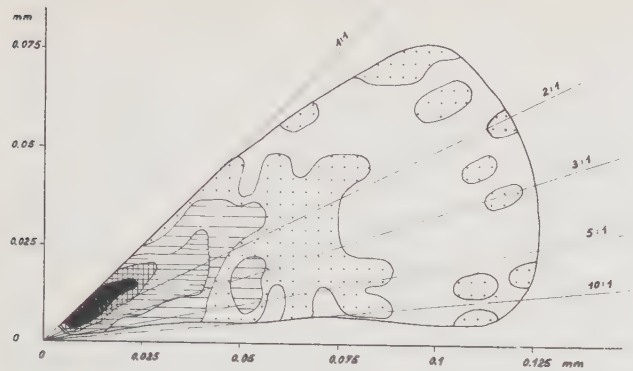


Abb. 13. Das Längen-Breiten-Verhältnis von Zirkon. Belegungsdichte (bezogen auf 1 % des umgrenzten Feldes) 0–1, 5–3–6–9–12 %.

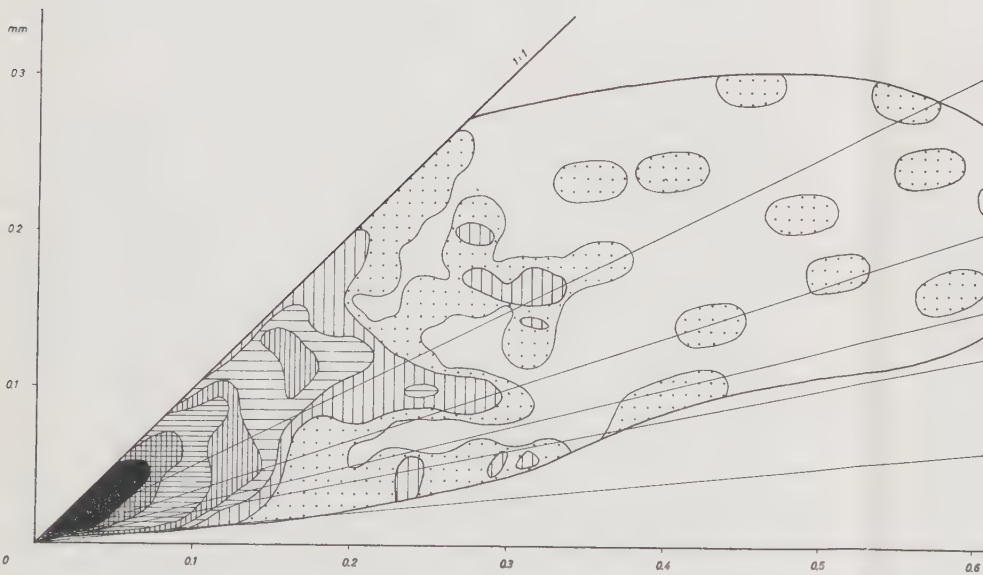


Abb. 14. Das Längen-Breiten-Verhältnis von Apatit. Belegungsdichte (bezogen auf 1 % des umgr
0–0,5–1–2–4–8–16–32 %.

Habitus in allen Übergängen vorhanden. Im Interngefüge des Biotits finden sich die kurz- und langprismatischen Kristalle ohne Unterschied zusammen eingeschlossen, so daß beide Kristallformen zumindest vor der Biotitkristallisation entstanden sein müssen. Aus dem Häufungsdiagramm für die Durchmesser senkrecht zur Streckung konnte eine kontinuierliche Wachstumsfolge bei konstanter Abkühlungsgeschwindigkeit für die jeweilige Mineralphase ermittelt werden. Da die Werte für die Häufungskurven der kleinsten Durchmesser aus allen Kristallen verschiedenster Längen-Breiten-Verhältnisse gewonnen wurden, kann deshalb gefolgert werden, daß auch die kurz- und langprismatischen Kristalle einem gemeinsamen Bildungsakt angehören. Die Variationsbreite der Längen-Breiten-Verhältnisse könnte dann auf unterschiedliche Wachstumsgeschwindigkeiten senkrecht und parallel c zurückgeführt werden. Da die größten Kristalldurchmesser parallel c im allgemeinen mit dem kleineren Kristalldurchmesser senkrecht c zusammenfallen, liegt die Vermutung nahe, daß die größte Wachsgeschwindigkeit parallel c erst bei großer Unterkühlung einsetzte, also zu einem späten Zeitpunkt der Auskristallisation erfolgte.

V. Das Kontaktgefüge

Aus den bisherigen Gefügeuntersuchungen wurde festgestellt, daß die Kristallisation der Mineralien des Kristallgranites aus einer gemeinsamen schmelzflüssigen Phase erfolgte. Damit ist aber nichts über den Kristallisationsort ausgesagt. Hierüber können nur eingehende Gefügeuntersuchungen am Kontakt Auskunft geben, denn, wie bereits erwähnt, zeigt sowohl der modale als auch der normative Mineralbestand keinen wesentlichen Unterschied mit zunehmender Entfernung vom Kontakt (Tab. 4, 5, 6).

1. Kristallgrößen und Kontaktabstand

Die von H. G. F. Winkler (1949b) am Nephelin untersuchte Abhängigkeit der Kristallgröße von der Abkühlungsgeschwindigkeit ist für die folgende Untersuchung auf die Abkühlungsgeschwindigkeit eines 100 m mächtigen Ganges berechnet worden (Abb. 15). Für die graphische Darstellung sind die errechneten Kristallgrößen jeweils auf Temperaturintervalle bezogen, welche dimensionslos mit $t = \frac{T-Ta}{Tm-Ta}$ bezeichnet wurden (Ta = Außen-

temperatur = Temperatur des Nebengesteins unmittelbar vor der Intrusion, Tm = Temperatur der schmelzflüssigen Phase unmittelbar nach Beendigung der Intrusion). Die Abszisse gibt die Entfernung $r = R/R_0$ an, wobei R die jeweilige Entfernung in Metern von der Gangmitte gemessen ist und R_0 die Entfernung von der Mitte bis zum Kontakt ebenfalls in Metern angibt, also die halbe

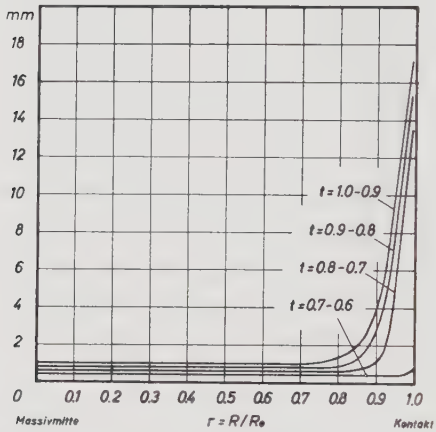


Abb. 15. Die Abhängigkeit der Kristallgröße vom Kontaktabstand für verschieden hohe Temperaturintervalle t. Berechnet für die halbe Gangmächtigkeit $R_0 = 50$ m nach Angaben von H. G. F. Winkler 1949.

Mächtigkeit. Aus dem Diagramm ist deutlich zu entnehmen, daß die Gangmitte gleichmäßig körnig ausgebildet sein sollte, während zum Kontakt hin die Kristalle wesentlich größer kristallisieren sollten.

Die in die Berechnung der Kristallgröße eingegangene Abkühlungsgeschwindigkeit ist jedoch nur für einen Viskositätsbereich gültig, der unter den entsprechenden Versuchsbedingungen bei der Kristallisation des Nephelins bestanden hat (vgl. H. G. F. Winkler 1949b). Wäre z. B. die Viskosität jeweils 100mal so groß gewesen, so würde die Diffusionsgeschwindigkeit der den Kristall bildenden Baukomplexe 100mal so klein gewesen sein, und damit wäre die Bildungszeit 100mal so lang gewesen. Da aber auf den Bildungszeiten die Abkühlungsgeschwindigkeiten beruhen, würde die sich ergebende Abkühlungsgeschwindigkeit bei 100fach längeren Bildungszeiten 100mal so klein sein. Das bedeutet, daß eine bestimmte Kristallgröße, die bei einer Abkühlungsgeschwindigkeit von a°/h entsteht, im Falle einer 100fach größeren Viskosität bei der kleineren Abkühlungsgeschwindigkeit von $\frac{a}{100}$°/h zustande käme. Nun ist aber die Abkühlungsgeschwindigkeit eines Ganges

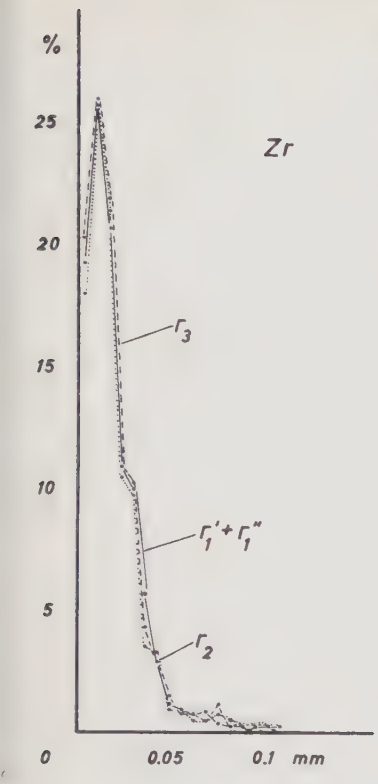
proportional dem Quadrat des reziproken Wertes der halben Mächtigkeit, so daß z. B. die Kristallgrößen von einem $R^0 = 50$ m bei 5200facher Viskosität einem $R^0 = 3600$ m entsprechen würden. Sogar eine 10000fach größere Zähigkeit liegt durchaus noch im Bereich des Möglichen, denn eine Albitschmelze ist z. B. zwischen der Temperatur von 1400° und 1200° etwa 10000mal so viskos wie eine Olivin-Basalt-Schmelze, was N. L. Bowen (1934) an den allerdings trockenen Schmelzen zeigen konnte.

Damit sind bereits Mächtigkeiten erreicht, wie sie für den Kristallgranit in Betracht kommen. Die Mächtigkeit des Kristallgranites zwischen dem Falkensteiner und Reichenbacher Gneiszug beträgt etwa 7200 m und somit $R^0 = 3600$ m. Wenn also die kristallgranitische Schmelze 5200fach so viskos gewesen wäre wie die Nephelinschmelze, dann sollten die im Diagramm kurvenmäßig dargestellten Kristallgrößen für die verschiedenen Temperaturintervalle auch am Kontakt des Kristallgranits gegen den Gneis in entsprechender Modifizierung zu erwarten sein. Aus der Kontaktausbildung kann auf eine nicht allzu hohe Intrusionstemperatur geschlossen werden. Für die Berechnung von t sei $Tm = 1000^0$ und $Ta = 150^0$ angenommen. Somit stellt $t = 1{,}0—0{,}9$ ein Temperaturintervall von 1000—915° dar und entsprechend gibt $t = 0{,}9—0{,}8$ ein Temperaturintervall von 915—830°, $t = 0{,}8—0{,}7$ ein Intervall von 830—745° und $t = 0{,}7—0{,}6$ ein Temperaturintervall von 745 bis 660°. Für das Temperaturintervall $t = 1{,}0—0{,}7$ ist die Abkühlungsgeschwindigkeit am Kontakt noch so groß, daß dort entschieden größere Kristalle entstehen könnten als im Massiv selbst. Erst bei $t < 0{,}7$ wäre der Temperaturausgleich zum Nebengestein so weit fortgeschritten, daß die Kristallgrößen am Kontakt und im Massivinneren keinen Dimensionsunterschied mehr zeigen würden.

Für den Kristallgranit würde das bedeuten, daß nur diejenigen Mineralphasen eine Größendifferenz zum Kontakt hin ausgebildet haben könnten, welche in dem Temperaturintervall $t = 1{,}0—0{,}7$ zur Ausscheidung gelangt wären. Hierfür kämen die Frühausscheidungen Zirkon und Apatit in Betracht und eventuell auch der Biotit. Hingegen würden Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz keine Größenunterschiede aufzeigen. Mithin könnte z. B. ein makroskopisch ohne Einfluß gebliebener Kontakt erst mikroskopisch aus dem Gefüge der Frühgemengteile einen Aufschluß über die intrusive Natur des Gesteins vermitteln.

Bislang wurde auf die Kristallisationsdauer einer Mineralphase nicht Bezug genommen. Im Versuch von H. G. F. Winkler (1949b) ergab sich die „mittlere maximale" Kristallgröße durch rasches Abkühlen der Schmelze auf eine bestimmte Unterkühlung und durch Kristallisation bei konstanter Temperatur bis zur völligen Erstarrung. Die Abkühlungsgeschwindigkeit ist eine gefolgerte Größe. Sie ergibt sich aus der Bildungszeit und aus der Annahme, daß während dieser Zeit eine Temperaturänderung von nur 0,5° statthaft sei (z. B. einer Bildungszeit von 125 Minuten entspricht eine Abkühlungsgeschwindigkeit von 0,5°/125 Minuten = 0,24°/h). Auch unter Berücksichtigung der freiwerdenden Kristallisationswärme kann die Abkühlungsgeschwindigkeit einer natürlichen Schmelze als kontinuierlich angesehen werden. Es entspricht also jeder Zeitänderung eine fortschreitende Unterkühlungstemperatur und somit auch eine bestimmte Keimbildungshäufigkeit und Wachsgeschwindigkeit. Erstreckt sich die Kristallisationsdauer einer Mineralphase auf einen großen Temperaturbereich, dann wird das Maximum der Wachsgeschwindigkeit bei einer großen Abkühlungsgeschwindigkeit schnell überschritten und bei einer kleinen Abkühlungsgeschwindigkeit nur langsam (vgl. Abb. 9). D. h., die kleine Abkühlungsgeschwindigkeit bewirkt infolge der langen Kristallisationsdauer während der maximalen Wachsgeschwindigkeit die Ausbildung größerer Kristalle und die große Abkühlungsgeschwindigkeit nur kleinere Kristalle. Da aber bei einer langen Kristallisationsdauer eine ganze Serie von verschiedenen Kristallgrößen entsteht, wird sich die unterschiedliche Abkühlungsgeschwindigkeit nicht nur in der unterschiedlichen maximalen Kristallgröße ausdrücken, sondern auch in einer Verschiebung der auf die Kristallgröße bezogenen Häufungsmaxima. Und zwar wird, wie bereits abgeleitet (Abb. 11), bei einer kleineren Abkühlungsgeschwindigkeit eine der Häufungskurve b entsprechende entstehen und bei einer größeren Abkühlungsgeschwindigkeit eine der Häufungskurve a entsprechende.

Demnach können also grundsätzlich zwei Kontaktarten für größere Gangmächtigkeiten bzw. Lakkolithen unterschieden werden: 1. der gegenüber dem Massiv porphyrisch ausgebildete Kontakt und 2. der gegenüber dem Massiv feinerkörnig ausgebildete Kontakt. 1 entspricht einer kurzen Kristallisationsdauer analog den Versuchsbedingungen und 2 einer langen Kristallisations-



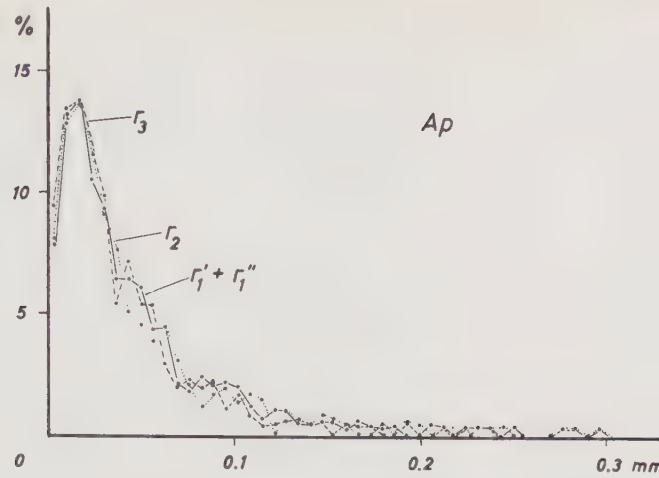


Abb. 17. Die prozentuale Häufigkeit der Kristallgrößen (Absta
$(10\bar{1}0)$—$(\bar{1}010)$ in mm) für Apatit mit zunehmender Entfernu
vom Kontakt ($r_1' + r_1'' > r_2 \gg r_3$).

Abb. 16. Die prozentuale Häufigkeit der Kristallgrößen (Absta
(110)—$(\bar{1}\bar{1}0)$ in mm) für Zirkon mit zunehmender Entfernung vo
Kontakt ($r_1' + r_1'' > r_2 \gg r_3$).

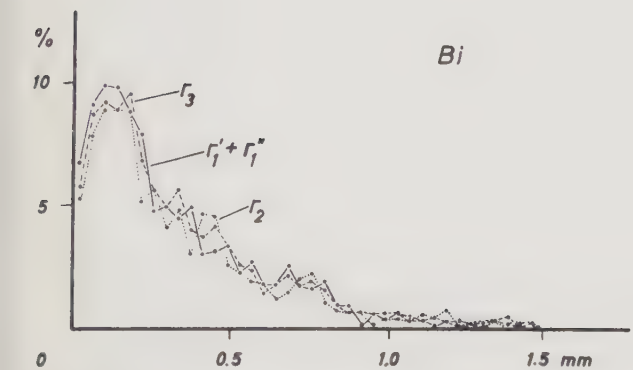


Abb. 18. Die prozentuale Häufigkeit der Kristallgrößen (Abstand (001)—$(00\bar{1})$
in mm) für Biotit mit zunehmender Entfernung vom Kontakt
($r_1' + r_1'' > r_2 \gg r_3$).

dauer. Auf die Analogie des porphyrischen Kontaktes mit den Versuchsergebnissen weist bereits H. G. F. Winkler (1949b) hin. Hingegen dürfte unter Anwendung der Versuchsbedingungen eine feinerkörnige Randfazies für ein Massiv nicht ausgebildet sein. Das widerspricht den Beobachtungen. Es wird daher auch die Kristallisationsdauer einer Mineralphase bei Kristallgrößenuntersuchungen berücksichtigt werden müssen.

Zur Untersuchung der Kontaktausbildung und des Kontaktgefüges am Kristallgranit wurde eine Serie von Gesteinsproben mit zunehmender Entfernung vom Kontakt entnommen, welche, in $r = R/R_0$ ausgedrückt, für r_1' bis r_1'' den Bereich 1,0 bis 0,998, für r_2 den Bereich 0,90 und für r_3 den Bereich 0,66 erfaßt. Nach den vorangegangenen Überlegungen fallen also die gezogenen Proben genau in den Bereich größter Abkühlungsgeschwindigkeitsdifferenzen, mithin auch in den Bereich größter Kristallgrößenunterschiede.

Wenn also der Kristallgranit in einer homogen schmelzflüssigen Phase entsprechend dem angenommenen Temperaturbereich (Tm = 1000°, Ta = 150°) intrudiert wäre, dann würde der Zirkon als Frühausscheidung sicherlich schon in dem Temperaturintervall t = 1,0—0,9 zur Ausscheidung gelangen. Zu erwarten wäre je nach der Kristallisationsdauer ein Anstieg oder Abfall der Kristallgröße vom Bereich r_1 nach Bereich r_3. Die vermessenen Zirkonkristalle ergeben aber Häufungskurven, welche sich weder in der „mittleren maximalen" Kristallgröße noch in der Lage der Maxima für r_1 bis r_3 unterscheiden (Abb. 16). Selbst die zwischen r_1' und r_1'' gelegten Detailanalysen gleichen sich vollkommen untereinander. Es vollzog sich also die kontaktnahe und die kontaktferne Zirkonkristallisation unter den gleichen PTX-Bedingungen, was nur dann der Fall gewesen sein kann, wenn die Zirkone schon vor der Intrusion auskristallisiert waren. Die Kristallisationstemperatur des Zirkons muß somit höher gewesen sein als die Intrusionstemperatur der schmelzflüssigen Phase.

Der Apatit als nächstes Frühgemengteil in der Ausscheidungsfolge zeigt ebenso keine Unterschiede für die „mittlere maximale" Kristallgröße oder für die Koordinaten der Häufungsmaxima (Abb. 17). Mithin kann auch hier gefolgert werden, daß der Apatit bereits „intratellurisch" kristallisierte. Die Kristallisationstemperatur des Apatits wird etwa mit 900° zu bezeichnen sein, so daß die

Intrusionstemperatur der nun bereits heterogen schmelzflüssigen Phase nicht über 900° gelegen haben kann.

Nimmt man die Kristallisationstemperatur des Biotits um 700° an, dann würde entsprechend Tm = 900° und Ta = 150° die Kristallisation des Biotits in einem Temperaturbereich t = 0,8—0,7 erfolgen, also noch deutliche Kristallgrößenunterschiede zwischen Kontakt und Massivmitte zeigen.

Im Diagramm der Abb. 18 verlaufen jedoch die Häufungskurven für die Bereiche r_1, r_2 und r_3 über die gleichen Maxima zur gleichen Häufigkeit maximaler Kristallgröße. Somit kann also die Granitintrusion ebenso nicht vor der Biotitkristallisation stattgefunden haben.

Falls der Plagioklas nach der Granitintrusion auskristallisiert wäre, würde also Tm mit ca. 700° anzusetzen sein. Die Plagioklaskristallisation würde somit in einen t-Bereich fallen, für den die Kristallgrößenunterschiede in Abhängigkeit zum Kontakt noch meßbar wären. Für eine statistische Vermessung würden jedoch sehr viele Dünnschliffe benötigt werden. Es sei daher hier nur qualitativ vermerkt, daß auch für die Plagioklase keine kontaktabhängigen Größenunterschiede wahrnehmbar sind.

Würde der Kalifeldspat als erste Kristallisationsphase nach der Intrusion ausgeschieden worden sein, dann müßte Tm bereits so tief angesetzt werden, daß entsprechend Ta die Kristallisation in einem Temperaturbereich t = 0,7—0,6 erfolgen würde. Die Abkühlungsgeschwindigkeit wäre also kontaktnahe und kontaktfern nahezu gleichgroß und damit auch die Kristallgröße. Zur Klärung des Kristallisationsortes von Kalifeldspat bietet hingegen das Gefüge der Kalifeldspateinsprenglinge reichhaltige Anhaltspunkte.

2. Die kontaktnahe und kontaktferne Regelung der Kalifeldspat-Einsprenglinge

Kontaktfern ordnen sich im allgemeinen die Kalifeldspäte mit der Tafelfläche (010) parallel zur Längsstreckung der Gneiszüge, wobei die Tafelflächen selbst senkrecht bis steil einfallen (Abb. 19). An einer Reihe von orientiert entnommenen Proben (hauptsächlich aus dem Stbr. NW Unterlichtenwald) wurde im Anschliff (= ab = s) die lineare Faser auf Grund der Kalifeldspat-Längserstreckung bestimmt. Die Fläche senkrecht dazu wurde mit ac bezeichnet und die Fläche senkrecht ab und senkrecht ac mit bc (Abb. 20). Die

Abb. 19. Sammeldiagramm der flächigen Kalifeldspat-Regelung (s-Fläche) im Kristallgranit I östlich Unterlichtenwald. Schmidt'sches Netz. Belegungsdichte 0–4–8–12–16 %.

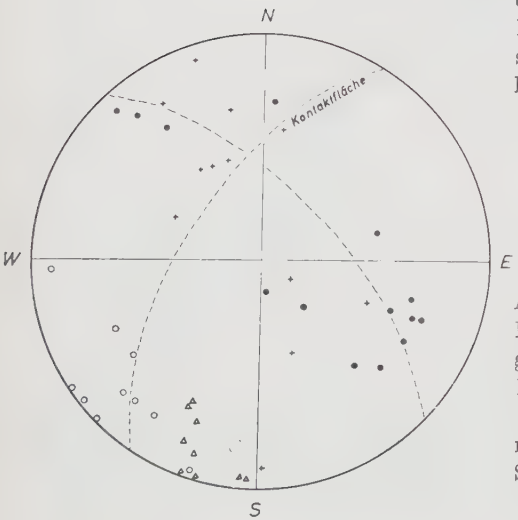


Abb. 20. Die Polpunkte der Flächengefüge im Kristallgranit I. Punkte = ab, Kreuze = bc, Kreise = ac = B; Dreiecke = B der metatektischen Paragneise. Schmidt'sches Netz. Stbr. Unterlichtenwald.

Polpunkte von ac liegen nahezu horizontal in der Längsstreckung des Granitkörpers und somit auch die lineare Faser. Die Polpunkte von ab und bc deuten einen Großkreis um den Polpunkt von ac an.

Am Kontakt hingegen wird eine deutliche Bezugnahme zur Kontaktfläche wahrnehmbar. Im Stbr. NW Unterlichtenwald, wo die Kontaktfläche konkordant und diskordant zum Gneis-s abgestuft ist, liegen die Kalifeldspattafeln vornehmlich parallel zu den steilstehenden Kontaktflächen (Abb. 21). Die flachfallenden Kontaktflächen werden von mehr oder weniger ungeregelten Kalifeldspattafeln umsäumt. Ähnliche Gefügebilder zeigen die Kontaktränder an den Gneiseinschlüssen im Kristallgranit. In der Mitte zwischen Reichenbach und Donaustauf knapp östlich des Reichenbacher Gneiszuges häufen sich diese Gneiseinschlüsse (bis mehrere Meter Durchmesser) bis zu einer großräumigen Breccie. Der Kontakt ist messerscharf konkordant oder diskordant ausgebildet. Nur

Abb. 21. Der Kontakt im Stbr. NW Unterlichtenwald. Die Kontaktfläche ist konkordant und diskordant zum Gneis-s abgestuft. Zu den steil einfallenden Kontaktflächen liegen die Kalifeldspattafeln nach (010) deutlich parallel.

die kontaktnahen Kalifeldspattafeln stellen sich mit (010) parallel zum Kontakt ein, während die kontaktfernen Kalifeldspateinsprenglinge keine so ausgeprägte Regelung zeigen.

Die Anordnung der Kalifeldspateinsprenglinge könnte grundsätzlich in verschiedener Weise entstanden sein: 1. die Kristallisation und damit die Regelung der Kalifeldspäte erfolgte nach der Intrusion und 2. der Kalifeldspat kristallisierte vor oder während der Intrusion, so daß die Kalifeldspatregelung als Auswirkung des Fließvorganges zu betrachten ist. Angenommen, der Kalifeldspat scheide sich erst nach der Intrusion aus. Es befindet sich also der heterogen fest-schmelzflüssige Körper in einem Zustand mechanischer Ruhe oder in einem unelastischen Starrgerüst des umgebenden Gesteins eingespannt. Da die bereits ausgeschiedenen Mineralphasen kein geschlossenes System bilden, ist der Druck in dem gesamten fest-schmelzflüssigen Körper allseitig gleichgroß ausgerichtet. Wenn daher die Kalifeldspäte eine Regelung erfahren sollen, müßte auf die auskristallisierenden Kristalle eine zusätzliche Kraft gewirkt haben. Diese Kraft wäre gegeben durch die Schwerkraft. Infolge der größeren Dichte der Restschmelze könnte der Kalifeldspat einen Auftrieb erfahren. Das Regelungsbild würde sich aber entgegen der Beobachtung nur in einer linearen Anordnung der Kristallängsachsen parallel dem Schwerevektor ausdrücken. Eine flächige Regelung könnte nicht bewirkt werden, und an den flachliegenden Kontaktflächen sollte demzufolge eine Kalifeldspatanreicherung erfolgt sein. Eine Anreicherung von Kalifeldspateinsprenglingen wurde am Kontakt wohl bemerkt, jedoch ist diese Anreicherung auf eine nur 3—5 cm mächtige Zone beschränkt und vornehmlich bei den steilstehenden Kontaktflächen ausgebildet. Auf Grund des Auftriebs kann also die hier ausgebildete Regelung nicht entstanden sein.

Hingegen könnte sowohl eine flächige als auch eine lineare Regelung durch Konvektionsströmung hervorgerufen worden sein. Dabei sollten aber ähnliche „Konvektionssäulen" zu beobachten sein, wie sie G. Fischer (1957) aus dem Falkenberger Granitmassiv beschreibt. Das ist durchaus nicht der Fall. Ebenso ist eine Keimregelung auf Grund wandernder Abkühlungsflächen abzulehnen, da diese sich nur kontaktnah ausgewirkt hätten.

Es kann sich also die vorliegende Regelung nicht bei völliger Ruhe des fest-schmelzflüssigen Intrusionskörpers vollzogen haben,

womit gleichzeitig ausgesagt ist, daß die Kalifeldspatkristallisation vor, zumindest aber während der letzten Bewegungsphase des festschmelzflüssigen Körpers stattgefunden haben muß. Darauf weisen auch die kleineren Granitapophysen, welche im gneiseinwärtigen Teil keine großen Kalifeldspäte führen (Abb. 22). Die Kalifeldspäte wurden bereits im engen Eingang der Apophyse abgefangen und gestaut (vgl. G. Fischer 1930).

Der Bewegungsablauf einer schmelzflüssigen Phase bzw. einer hochviskosen Flüssigkeit verteilt sich auf die Gesamtmasse des bewegenden Körpers. Am Kontakt haftet die schmelzflüssige Phase an, besitzt also die Geschwindigkeit 0, und gegen das Massivinnere nimmt die Geschwindigkeit zu. Es besteht somit eine Geschwindigkeitszunahme gegen das Innere des fließenden Körpers. Diese Geschwindigkeitsverteilung erfolgt jedoch bei nicht rein viskosen Flüssigkeiten, wie sie auch hier vorliegen, nicht mehr nach dem Hagen-Poiseuilleschen Gesetz, sondern der fließende Körper gleitet nahezu als Ganzes auf der am Kontakt anhaftenden Schicht. Das heißt, in Kontaktnähe tritt ein großes Geschwindigkeitsgefälle auf, in der Masse des fließenden Körpers konvergiert das Geschwindigkeitsgefälle gegen 0. Die Ursache des Geschwindigkeitsgefälles beruht bekanntlich auf der inneren Reibung der schmelzflüssigen Phase, die den scherenden Kräften längs der Kontaktfläche einen allerdings nicht dauernden, sondern mehr oder weniger schnell erlahmenden Widerstand entgegensetzen (Relaxationsdauer).

Während einer Bewegungsphase des schmelzflüssigen Körpers befinden sich alle Kalifeldspateinsprenglinge nahe am Kontakt in einem hohen Geschwindigkeitsgefälle, in dem die dabei auftretenden Scherkräfte ein Einrotieren der heterometrischen Kalifeldspäte in die Lage des geringsten Widerstandes bewirken, also (010) parallel zum Kontakt (vgl. Abb. 21). Treten hingegen Kontaktflächen auf, welche wie ein Hindernis gegen die Fließbewegung gerichtet sind, dann wird dort der Fließvorgang turbulent ausgebildet sein. Diese Kontaktflächen werden daher von den Kalifeldspattafeln nicht abgebildet (Abb. 21, 23). Ebenso wird auch die straffe kontaktnahe und die weniger ausgeprägte kontaktferne Kalifeldspatregelung um Gneisschollen auf laminare und turbulente Bewegungsabläufe zurückzuführen sein.

Im Massivinneren sind die scherenden Kräfte während Bewegungen nur in geringem Ausmaß wirksam. Wenn daher eine Rege-

Abb. 22. Kristallgranit-Apophyse diskordant im metatektischen Paragneis. Die Kalifeldspat-Einsprenglinge stauen sich im Eingang der Apophyse. Die Metatekte werden vom Kristallgranit scharf abgeschnitten. Stbr. NW Unterlichtenwald.

Abb. 23. Horizontal verlaufende Kontaktfläche. Die Kalifeldspat-Einsprenglinge sind nicht mit (010) parallel zum Kontakt orientiert. Die Metatekte (bis 15 cm mächtig) werden vom Kristallgranit scharf abgeschnitten. Stbr. NW Unterlichtenwald.

lung der Kalifeldspateinsprenglinge nach (010) stattfinden soll, dann muß die Zeitdauer des regelnden Vorganges entsprechend lang gewesen sein. Zur Betrachtung des Regelungsvorganges im Massivinneren sei ein Kalifeldspat ($c_{Kf} = 5$ cm) mit der Lage (010) und c_{Kf} senkrecht zur Kontaktfläche und Fließrichtung herausgegriffen (Abb. 24). Am kontaktnahen Teil des Kalifeldspates herrsche die Fließgeschwindigkeit v_1 und am kontaktfernen die Fließgeschwindigkeit v_2. v_2 ist größer als v_1, und wegen der hohen Viskosität ist die Geschwindigkeitsdifferenz $v_2 - v_1 = \Delta v = \Delta s/\Delta t$ sehr klein. Wenn v_1 und v_2 stets auf die Enden des Kristalles wirken würden, dann wäre nach einer relativen Weglänge von $\Delta s = tg\alpha \cdot c_{Kf} = 10 \cdot c_{Kf}$ der Kalifeldspat um $\alpha \sim 85^0$ aus der vorgegebenen Lage rotiert worden. Tatsächlich ändert sich aber mit der Lageänderung auch Δv. Und zwar ist Δv am größten, wenn c des Kalifeldspates senkrecht zur Fließrichtung gelegen ist. Mit jeder hiervon abweichenden Lage wird Δv stetig kleiner, bis schließlich bei $\Delta v = 0$ die stabile Lage erreicht ist. Der Kristall liegt mit c und (010) parallel zur Fließrichtung.

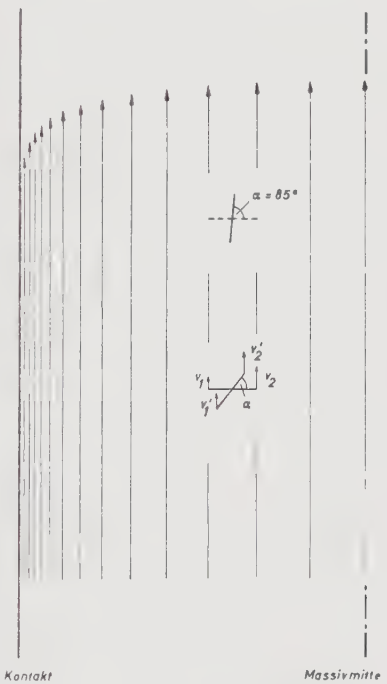


Abb. 24. Zur Regelung tafeliger Kalifeldspäte in Abhängigkeit von den Fließgeschwindigkeiten v_1 und v_2.

Δv wird also mit steigendem Rotationswinkel α stetig kleiner oder, auf die Winkelgeschwindigkeit bezogen, wird ebenso $u = \alpha/t$ mit steigendem α stetig kleiner. Das heißt also, daß entsprechend dieser verzögerten Winkelbeschleunigung die zur Einrotierung benötigte Zeit größer ist, als sich aus der maximalen Differenz der Fließgeschwindigkeiten ergeben würde. Nimmt man für $\Delta v =$

$10^{-4} \cdot v_1$ an, dann ergibt sich für $\Delta s' \sim 20 \cdot c_{Kf} = 100$ cm die gesamte zurückgelegte Weglänge, welche für die Einrotierung des Kalifeldspates aus der senkrechten in die parallele Lage erforderlich ist, mit ca. 10^6 cm = 10 km. Diese hier ausgeführte Berechnung soll nur einen Einblick in die Größenordnung der für die Regelung der Kalifeldspäte erforderlichen Weglängen vermitteln. Nicht alle Kalifeldspateinsprenglinge im Kristallgranit sind flächenparallel orientiert, was darauf zurückgeführt werden kann, daß der Intrusionsweg der heterogenen Schmelze von der Kristallisation des Kalifeldspates ab nicht lang genug war und die Bewegung selbst nicht vollkommen laminar erfolgte. Es kann aber immerhin als sehr wahrscheinlich betrachtet werden, daß zumindest die Kerne der Kalifeldspateinsprenglinge (Kf I und ?Kf II) nicht an Ort und Stelle auskristallisierten, sondern schon vor der Intrusion in den jetzigen Raum ausgeschieden waren. Die Regelung der Kalifeldspateinsprenglinge kann somit auch für das Massivinnere als Abbildung des Fließgefüges angesehen werden. Der Transport der Kalifeldspat-„Einsprenglinge" erfolgte mit (010) parallel zu den scherenden Flächen, welche sich auf Grund des Geschwindigkeitsgefälles während der Intrusion mehr oder weniger parallel zum Kontakt ausgebildet haben.

Die längsten Achsen der Kalifeldspäte liegen vorwiegend in der horizontalen Lage. Untergeordnet treten sie auch senkrecht zu der horizontalen Lage auf. Das könnte zu der Vermutung Anlaß geben, daß die Längsachsen eine horizontale Strömungsrichtung abgebildet hätten. Jedoch würden hiermit die gegebenen Kontaktbilder nicht übereinstimmen. Denn dann sollte auch an den flachfallenden Kontaktflächen die gleiche straffe Regelung zu beobachten sein wie an den steilstehenden (Abb. 21). Da dem offensichtlich nicht so ist, kann diese axiale Regelung der Kalifeldspäte nur senkrecht zu der Strömungsrichtung a erfolgt sein, entsprechend dem B eines Fließgefüges.

Wie bereits erwähnt, finden sich direkt am Kontakt die Kalifeldspäte angereichert. Diese kalifeldspatreiche Zone ist 3—5 cm mächtig und vornehmlich an die steilstehenden Kontaktflächen gebunden, so daß diese Anreicherung nicht auf Grund des Auftriebes der Kalifeldspäte geschehen sein konnte. Hingegen deutet die parallele Lage der Tafelflächen mit der Kontaktfläche auf ein Ausscheren der Kalifeldspäte während der Intrusion hin.

VI. Zusammenfassung

Der Kristallgranit lag ursprünglich als homogene Schmelze vor (Anlagerungsgefüge, Anlagerungsintensität, Häufigkeit der verschiedenen Kristallgrößen usw.). Aus dieser schmelzflüssigen Phase schieden sich die einzelnen Mineralphasen in kombinationsarmen, idiomorphen Kristallen aus, welche in kontinuierlicher Folge von anfänglich kleinen zu großen herangewachsen sind.

Die Kristallisation der einzelnen Mineralphasen erfolgte in kontinuierlicher Reihenfolge. Titanit, Erz und einige nicht näher bestimmbare Mineralien hatten sich als erste Mineralphasen aus der Schmelze ausgeschieden. In der nächsten Kristallisationsphase gelangte der Zirkon zur Ausscheidung, welcher in einem höheren Temperaturbereich kristallisierte als der nachfolgende Apatit. Mit dem Kristallisationsbeginn von Biotit wird sicherlich die Temperatur unter 1000° gefallen sein, jedoch konnte aus den nahezu gleichen Anlagerungsintensitäten $I_{Zr\ an\ Bi}$ und $I_{Zr\ an\ Ap}$ abgeleitet werden, daß die Viskosität der schmelzflüssigen Phase in diesem Temperaturintervall keine große Änderung erfahren hatte. Erst mit der Ausscheidung der Plagioklase hatte sich die Temperatur so weit erniedrigt, daß die Viskositätserhöhung einen entscheidenden Einfluß auf den Anlagerungsvorgang genommen hat ($I_{Zr\ an\ Pg} = 2$). Bei der Kristallisation von Kalifeldspat wurden Apatit und Zirkon nur mehr entsprechend der statistischen Verteilungsdichte in der Schmelze umwachsen. Die Anlagerungsintensität $I_{Zr\ an\ Kf}$ unterscheidet sich von der des Plagioklases nur noch durch eine Intensitätseinheit, so daß das Temperaturintervall zwischen der Kristallisation von Plagioklas und Kalifeldspat nicht groß gewesen sein kann. Für den Kalifeldspat I (NaOr) kann man mit N. L. Bowen (1956) einen Temperaturbereich zwischen 660 und 600° annehmen, und für Kalifeldspat II einen unterhalb 600°. Kalifeldspat III kristallisierte bei wesentlich tieferen Temperaturen unter metasomatischen Verdrängungsbildern. Quarz gelangte bereits während der Kristallisation des Plagioklases als Hochtemperaturquarz zur Ausscheidung, jedoch kristallisierte die Hauptmasse erst in einem weit tieferen Temperaturbereich. Der Cordierit kann auf Grund der Einschlüsse im Plagioklas vor dessen Kristallisation gestellt werden, hingegen scheint es durchaus, daß er jünger ist als der Biotit.

Die Abkühlungsgeschwindigkeit der schmelzflüssigen Phase erfuhr während der Kristallisation einer Mineralphase keine wesentliche Änderung. Hingegen nahm die Abkühlungsgeschwindigkeit von der Ausscheidung einer Mineralart zur anderen ab. Die Kristallisation einer gesamten Mineralphase erfolgte nicht bei konstanter Unterkühlungstemperatur. Die Kristallisationsdauer der sich ausscheidenden Mineralphasen war meist so groß gewesen, daß die maximale Wachsgeschwindigkeit der betreffenden Mineralphase (Zr, Ap, Bi, Pg, Kf) überschritten, zumindest aber nahezu erreicht wurde (Quarz). Die sich kontinuierlich ändernden PTX-Bedingungen während einer Mineralisationsphase fanden ihre Auswirkung nicht nur in der unterschiedlichen Kristallgröße, sondern auch in dem häufig zu beobachtenden Zonarbau unterschiedlicher Auslöschungsschiefe (besonders Plagioklas und Kalifeldspat).

Die Keimbildungshäufigkeit und die Wachsgeschwindigkeit der verschiedenen Mineralphasen (z. B. Apatit und Biotit) besitzen die gleiche Charakteristik zur Unterkühlungstemperatur, wie es H. G. F. Winkler (1949) im Versuch am Nephelin feststellen konnte. Die Konzentration der für die Kristallisation erforderlichen Baukomplexe und somit der Diffusionsweg sind in die Häufungskurven für die Kristallgröße als Konstante eingegangen. Je geringer die Konzentration in der Schmelze war, desto kleinere Kristalle bildeten sich aus.

Aus der Regelung der Kalifeldspäte am Kontakt und im Massivinneren konnte abgeleitet werden, daß die Intrusion des Kristallgranits erst nach der Hauptkristallisation der Kalifeldspäte erfolgte. Der intrudierte Körper bestand somit während der Platznahme des jetzigen Raumes nur zu einem Viertel bis einem Drittel der gesamten Masse aus schmelzflüssiger Phase, während drei Viertel bis zwei Drittel der Masse in kristallinen Mineralphasen eingetragen wurden. Die Intrusionstemperatur kann daher nicht hoch gewesen sein, wahrscheinlich unter 550°.

Nach der Intrusion befand sich i. w. noch Plagioklas (Albit), Kalifeldspat III und Quarz in schmelzflüssiger Phase. Diese Mineralien überprägten und verwischten im Verlaufe ihrer Kristallisation das typische Granitgefüge. Es entstanden dabei die gleichen metasomatischen Reaktionsgefüge wie in den metamorphen Gesteinen, was durchaus verständlich ist, da der Granitkörper wäh-

rend seiner Abkühlung die gleichen PT-Bedingungen zu durchschreiten hat, wie sie für die Gneisbildung charakteristisch sind.

Das umgebende Rahmengestein lag schon zur Zeit der Intrusion in dem heutigen metatektischen Zustand vor, denn die Metatekte selbst wurden vom Kristallgranit ohne ein Anzeichen eines Überganges diskordant abgeschnitten (Abb. 23). Auch der jüngste Faltungsakt der Gneise war bereits abgeschlossen, wofür die diskordanten Kontaktflächen und auch die unverfaltet in den Gneis hineinreichenden Apophysen sprechen. Es befanden sich also die Paragneise bereits in einem elastischen Zustand, in dem Spannungen bis zur Bruchgrenze aufgenommen werden konnten (scharfkantige Gneisschollen und Abb. 21, Kontakt). Die Paragneise können sich daher zur Zeit der Intrusion nicht mehr in dem katazonalen Bildungsniveau befunden haben, sondern waren bereits auf ein mehr oder weniger mesozonales Stockwerk emporgehoben worden. Da jedoch die Kontaktfläche selbst nicht vollkommen scharf ausgebildet ist, andererseits die Intrusionstemperatur des Granits niedrig gewesen war, wird der Gneis sicherlich noch eine erhebliche Eigentemperatur besessen haben.

Die Intrusion der heterogen fest-schmelzflüssigen Phase erfolgte in nahezu vertikaler Richtung von einem tieferen Niveau in ein höheres. B des Fließgefüges (nahe am Kontakt) und B des jüngsten Faltungsaktes haben nahezu die gleiche Lage (Abb. 20). s des Fließgefüges bildet die Kontaktflächen ab, die wiederum zu den s-Flächen der Paragneise im großen und ganzen parallel verlaufen. Betrachtet man die einzelnen Gneiszüge, die nach B gestreckte Form, das vorwiegende Einfallen der s-Flächen nach NW, den umlaufenden Abschluß des Falkensteiner Gneiszuges und den für alle Gneiszüge gleichen katazonalen Metamorphosegrad, dann scheint es durchaus, daß die einzelnen Gneiszüge einem Isoklinal-Großfaltenbau angehören. Die Intrusion der heterogen fest-schmelz-flüssigen Phase erfolgte demnach in die Faltensättel, und zwar zu einem Zeitpunkt, als der orogenetische Formungsakt weitgehend abgeschlossen war.

VII. Ergebnisse

1. Ergebnis der Untersuchung

1,1. Jedes aus schmelzflüssiger Phase ausgeschiedene Mineral zeichnet sich durch eine spezifische Kristalltracht und durch einen Schwankungsbereich des Habitus aus.

1,2. Der Chemismus einer Mineralart ist innerhalb eines kleinen Bereiches variabel (Zonarbau, Kalifeldspat I und Kalifeldspat II, Plagioklas mit An 20—30 mol.%).

1,3. Die vor der Kristallisation eines Wirtminerales ausgeschiedenen Mineralien wurden vom Wirtmineral überwiegend orientiert angelagert und eingeschlossen.

1,4. Die Einschlußanzahl ist proportional dem Volumen des Wirtminerales (radioaktive Höfe („Zirkon") und Apatite im Biotit).

1,5. Die Häufungskurven in Abhängigkeit von der Kristallgröße besitzen für die einzelnen Mineralphasen die gleiche Charakteristik wie für die am Nephelin berechneten Kurven.

1,6. Durch Änderung der Variablen (Abkühlungsgeschwindigkeit) lassen sich die Häufungskurven unter Verwendung entsprechender Parameter (Konzentration bzw. Diffusionsweg) ineinander überführen.

1,7. Die Häufungskurven für die einzelnen Mineralarten sind für die untersuchten Proben (Kristallgranit I, Unterlichtenwald) kontaktnah und kontaktfern gleich ausgebildet.

1,8. Die Kalifeldspat-Einsprenglinge in Kristallgranit I sind nach der Tafelfläche (010) und linear nach der kristallographischen c-Achse geregelt.

2. Ergebnisse zur Genese

2,1. Der Kristallgranit I kristallisierte aus homogener schmelzflüssiger Phase.

2,2. Die Mineralphasen haben sich in kontinuierlicher Reihenfolge entsprechend der Rosenbusch'schen Regel bzw. nach der Kristallisationsfolge nach N. L. Bowen ausgeschieden: Titanit, Ilmenit — Zirkon — Apatit — Biotit — Cordierit — Plagioklas (+ Hochquarz) — Kalifeldspat (+ Hochquarz) — Tiefquarz.

2,3. Mit steigender Unterkühlung nahm i. a. das Längen-Breiten-Verhältnis für prismatische Mineralien zu.

2,4. In bezug auf die Kristallgrößen-Verteilung war die Abkühlungsgeschwindigkeit während der Kristallisation einer Mineralphase $\pm$ konstant, und

2,5. gegen die Letztausscheidungen nahm die Abkühlungsgeschwindigkeit ab.

2,6. Mit fortschreitender Kristallisationsfolge stieg die Viskosität der schmelzflüssigen Phase an.

2,7. Zwischen der Kristallisation von Biotit und Plagioklas nahm die Viskosität der schmelzflüssigen Phase sprungartig zu.

2,8. Die Intrusion in den jetzigen Raum erfolgte in heterogen fest-schmelzflüssiger Phase nach Beginn der Kristallisation der Kalifeldspat-Einsprenglinge.

2,9. Die Kalifeldspat-Tafeln bilden das Fließgefüge des intrudierten heterogen fest-schmelzflüssigen Körpers ab.

2,10. Die Intrusion selbst erfolgte in spät orogener Phase.

VIII. Literaturverzeichnis

Alling, H. L.: The mineralography of the feldspars. — J. Geol. **29**, 1921.

Backlund, H. G.: Einblicke in das geologische Geschehen des Präkambriums. — Geol. Rdsch. **34**, 1943, 79—148.

Barth, T. F. W.: The feldspar geologic thermometers. — N. Jb. Miner. **82** 1951, 143—154.

Becke, F.: Über Myrmekit. — Tscherm. Miner. Petr. Mitt. **27**, 1908, H. 4.

— Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. — Denkschr. Ak. Wiss., Wien; math.-naturwiss. Kl. 75/1, 1913.

Bederke, E.: Resurgenzen in der regionalen magmatischen Entwicklung. — Geol. Rdsch. **34**, 1943, 149—153.

Bowen, N. L.: Trans. Amer. Union, 15 Ann. Meeting, 1934, 249.

— The evolution of the igneous rocks, New York 1952.

Claus, G.: Schwermineralien aus kristallinen Gesteinen des Gebiets zwischen Passau und Cham. — N. Jb. Miner. A, BB. **71**, 1936, 1—58.

Drescher-Kaden, F. K.: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. (Springer-Verlag) Berlin-Göttingen-Heidelberg 1948.

Erdmannsdörffer, O. H.: Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. XI. Die Rolle der Anatexis. Sitz.-Ber. Heidelbg. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. **7**, 1939, 3—72.

— Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes. I. Schollen und Mischgesteine im Schriesheimer Granit. — Ber. Heidelbg. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. **1**, 1941, 3—23.

— Myrmekit- und Albitkornbildung in magmatischen und metamorphen Gesteinen. — Zbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. A, 1941, 41—55.

— Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. XIII. Über Granitstrukturen. — Sitz.-Ber. Heidelbg. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. **2**, 1943, 3—27.

Erdmannsdörffer, O. H.: Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. — Chemie d. Erde **15**, 1945, 283—295.

— Metasomatische Vorgänge bei der Granitbildung. — Fortschr. Miner. **26**, 1950, 61—64.

— Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes. III. Über Flasergranite und Böllsteiner Gneis. — Sitz.-Ber. Heidelbg. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. 1949, 45—54.

— Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbesondere Zweiglimmergraniten. — Heidelbg. Beitr. Miner. Petr. **1**, 1949, 213 bis 250.

— Die Entwicklung und jetzige Stellung des Granitproblems. — Heidelbg. Beitr. Miner. Petr. **2**, 1950, 334—377.

— Aus dem Grenzgebiet Magmatisch—Metamorph. — Z. Dt. Geol. Ges. **100**, 1950, 204—212.

Ernst, Th. & Wartenberg, H. v.: Die Kornregelung im Sinterkorund. — Z. angew. Miner. **1**, 1939, 115—124.

Fischer, G.: Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. hl. Bl. und ihre Rahmen. (Eine regional-geologische Studie.) I. und II. Teil. — N. Jb. Miner. A, BB **60**, 1930, 251—396.

— Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. Die Gneise nördlich des Bayerischen Pfahles. — Jb. preuß. geol. L.-A. **59**, 1939, 289—352.

— Granit und Sial. — Geol. Rdsch. **39**, 1951, 32—77.

— Die Unterkruste vom Standpunkt des Petrographen. — Geol. Rdsch.

— **46**, 1957, 130—136.

— Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz. — Aufschluß 6. SH, 1957, 7—26.

Frasl, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrgranite, Porphyrgranitgneise und Augengneise Österreichs. — Jb. geol. B.-A., **97**, 1954, 71—132.

Gorai, M.: Petrological studies on plagioclase twins. — Amer. Miner. **36**, 1951, 884—901.

Hoenes, D.: Petrogenese im Grundgebirge des Südschwarzwaldes. — Heidelbg. Beitr. **1**, 1949, 121—202.

— Über die Beziehungen zwischen Granit und Gneis und die magmatische Entwicklung im Grundgebirge des südlichen Schwarzwaldes. — Fortschr. Miner. **26**, 1950, 65—66.

— Der prägranitische Bau des Gneisgebirges im südlichen Schwarzwald und seine Ableitung aus dem Fremdgesteinsinhalt der hybriden Granite. — Heidelbg. Beitr. Miner. Petr. **5**, 1956/57, 272—288.

Kaaden, G. v. d.: Die Zwillingsoptik der Bavenoer- und Manebacher-Zwillinge von hoch- und tieftemperierten Plagioklasen. — Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 3. F. **1**, 1950.

Köhler, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. I. Teil: Die petrographischen Verhältnisse. — Fortschr. Miner. **25**, 1941, 253—316.

Köhler & Raaz, F.: Gedanken über die Bildung von Feldspat-Zwillingen in Gesteinen. — Verh. geol. B.-A. 1945, 163—171.

— Erscheinungen an Feldspaten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis. — Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 3. F. **1**, 1950, 51—67.

Köhler, A: Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. — Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 3. F. **1**, 1950, 175—184.

— Bemerkungen über Plagioklaszwillinge nach (130) und (111) sowie über die Banater Verwachsung. — Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 3. F. **1**, 1950, 347—352.

Kraus, G.: Tektonik und Genese der Flußspatgänge östlich von Regensburg, Bayerischer Wald. — N. Jb. Miner. Abh. **92**, 1958, 109—146.

Marchet, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. II. Teil: Der Gesteinschemismus. — Fortschr. Miner. **25**, 1941, 317—366.

Matthes, S. & Habenicht, K.: Über Einschaltungen von Pyroxengneismyloniten aus dem Kristallin des Vorderen Bayerischen Waldes östlich von Regensburg. — Geologica Bavarica **39**, 1959, 29—68.

Maucher, A.: Über geregelte Plagioklaseinschlüsse in Orthoklas (Sanidin). — Z. Krist. A **105**, 1943, 82—90.

Mehnert, K. R.: Beitrag zur Kenntnis der Gneis-Granit-Grenzen im mittleren Schwarzwald und ihre Bedeutung für die Entstehung des Grundgebirges. — Mitt.-Bl. bad. geol. L.-A., 1948, 12—14.

— Ergebnisse neuer Untersuchungen im Grundgebirge des Schwarzwaldes. — Fortschr. Miner. **27**, 1950, 61—62.

Naidu, P. H. J.: Minerals of charnockites from India. — Schweiz. Miner. Petr. Mitt. **34**, 1954, 203—279.

Nickel, E.: Zur Perthitbildung durch Plagioklasresorption bei der Kalifeldspatblastese. — N. Jb. Miner. Mh. **11**, 1953, 246—264.

— Bemerkungen zur Zwillingsbildung bei Plagioklasen. — Heidelbg.-Beitr. Miner. Petr. **2**, 1949, 176—188.

Niggli, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. 602 S., (Gebr. Borntraeger) Berlin 1923.

— Das Problem der Granitbildung. — Schweiz. Miner. Petr. Mitt. **22**, 1942, 1—84.

— Gesteinschemismus und Mineralchemismus. — Schweiz. Miner. Petr. Mitt. **26**, 1946, 34—43.

— Bemerkungen zur endogenen Gesteinsbildung, besonders im Schwarzwald. — Fortschr. Miner. **28**, 1949, 9—20.

— Gesteinschemismus und Magmenlehre. — Geol. Rdsch. **39**, 1951, 8—32.

Paraskevopoulus, G. M.: Beitrag zur Kenntnis der Feldspäte der Tessiner Pegmatite. — Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 3. F. **3**, 1953, 191—271.

Preston, J.: The geology of the Pre-Cambrian rocks of the Kuopio district. — Ann. Acad. Scient. Fennicae, A. III. 40, 1954, 3—111.

Perrin, R. & Roubault, M.: Le granite et les réactions à l'état solide. — Bull. serv. Carte geol. de l'Algérie V, **4**, 1939.

Rein, G.: Der Werdegang des Orthits in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes. — N. Jb. Miner. Abh. **84**, 1952, 365—435.

Sander, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I und II. (Springer-Verlag) Wien—Innsbruck 1948.

Schlipf, J.: Vorgänge beim Kristallwachstum. — Z. Krist. **107**, 1956, 35—64.

Schreyer, W.: Die Quarz-Feldspat-Gefüge der migmatischen Gesteine von Vilshofen an der Donau. — N. Jb. Miner. Abh. **92**, 1958, 147—170.

Seager, A. F.: The surface structure of crystals. — Miner. Mag. **30**, 1953, 1—25.

Seifert, H.: Zur Tachtbeeinflussung durch Lösungsgenossen. — Fortschr. Miner. **27**, 1950, 22—24.

Tertsch, H.: Beobachtungen an Orthoklas-Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetz. — Zbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. A. 1936, 198—207.

— Die Ermittlung der kristallographischen Orientierung der Plagioklasoptik ohne Verwendung von Spaltrissen oder Flächenspuren. — Z. Krist. A **105**, 1943, 330—334.

Tröger, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. 360 S., Berlin 1935.

— Viskositätsverhältnisse bei trockenen Schmelzen von Gesteinsserien verschiedener petrographischer Provinzen. — Fortschr. Miner. **26**, 1950, 124—125.

— Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. (E. Schweizerbarth) Stuttgart 1952.

Turner, F. J.: Observations on twinning of plagioclase in metamorphic rocks. — Amer. Miner. **36**, 1951, 581—589.

Tuttle, O. F.: Optical studies on alkali feldspars. — Bowen Vol., Amer. J. Sc. 1952a.

Völger, K.: Anatexis im Vorderen Bayerischen Wald. Die Metablastite im Gebiet Wenzenbach—Altenthann. — Acta Albertina Ratisbonensia, **22**, 1956/58, 126—134.

Voll, G.: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. Beih. Geol. Jb. **42**, 1960, 382 S.

Wegmann, E.: Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. — Geol. Rdsch. **41**, 1953, 21—33.

Winkler, H. G. F.: Kristallgröße und Abkühlung. Heidelbg. Beitr. — Miner. Petr. **1**, 1949, 86—104.

— Zusammenhang zwischen Kristallgröße und Salbandabstand bei magmatischen Gang-Intrusionen. — Heidelbg. Beitr. Miner. Petr. **1**, 1949, 251—268.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 18. November 1960.

Adresse des Verfassers: Aero Exploration, Frankfurt a. M., Flughafen.

LEBENSLAUF

Als Sohn des Reichsbahnoberinspektor a. D. Johann Kraus und seiner Ehefrau wurde ich am 8. III. 1931 in Lüben/Schlesien geboren. Bis 1941 besuchte ich die Volksschule in Jauer und Breslau. Mit dem Abschluß der Gisela-Oberrealschule, München, im Jahre 1950 erlangte ich die Zulassung zum Geologie-Studium an der Universität München, wo ich auch 1955 die Diplomprüfung ablegte. Vor der Wiederaufnahme des Studiums im Jahre 1957 war ich zwei Jahre als Geologe im Bauwesen tätig.